



Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana

ISSN: 1405-3322

Sociedad Geológica Mexicana A.C.

Cid-Villegas, Gonzalo; Alaniz-Álvarez, Susana Alicia; Xu, Shunshan; Vásquez-Serrano, Alberto; Juárez-Arriaga, Edgar
Deformación del Cretácico tardío en el límite de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, centro de México

Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 74, núm. 2, A230222, 2022, Mayo-Agosto
Sociedad Geológica Mexicana A.C.

DOI: <https://doi.org/10.18268/BSGM2022v74n2a230222>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94375432013>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org



Sistema de Información Científica Redalyc
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Deformación del Cretácico tardío en el límite de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, centro de México

Late Cretaceous deformation at the border between the Mesa Central and the Sierra Madre Oriental, central Mexico

Gonzalo Cid-Villegas^{1,*}, Susana Alicia Alaniz-Álvarez², Shunshan Xu², Alberto Vásquez-Serrano³, Edgar Juárez-Arriaga³

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla No. 3001, 76230, Querétaro, México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla No. 3001, 76230, Querétaro, México.

³ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Av. Universidad No. 3000, 04510, CDMX, México.

* Autor para correspondencia: (G. Cid-Villegas) gcvillegas@geociencias.unam.mx

Cómo citar este artículo:

Cid-Villegas, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Xu, S., Vásquez-Serrano, A., Juárez-Arriaga, E., 2022, Deformación del Cretácico tardío en el límite de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74 (2), A230222. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n2a230222>

Manuscrito recibido: 29 de Mayo de 2021
Manuscrito corregido: 4 de Noviembre de 2021
Manuscrito aceptado: 22 de Febrero de 2022

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

En el centro de México se han identificado dos eventos tectónicos importantes del Cretácico: la acreción del Terreno Guerrero (Cretácico Temprano) y la formación del Orógeno Mexicano (Cretácico Tardío-Paleógeno). Ambos eventos presentan una dirección de transporte tectónico al noreste en el centro del país, y han sido estudiados tanto en la Mesa Central, como en la Sierra Madre Oriental. No obstante, pocos trabajos han caracterizado la deformación contractiva en el límite entre ambas provincias. Con el fin de contribuir a una mejor comprensión de la deformación del Cretácico Tardío en el centro de México, el presente trabajo se enfoca en el límite de ambas provincias, especialmente en las localidades Juriquilla, San Miguel de Allende y la Sierra de los Cuarzos. Los objetivos de este trabajo fueron: a) Identificar la deformación contractiva de las rocas mesozoicas de la zona de estudio. b) Determinar variaciones en la dirección de transporte tectónico de la zona de estudio con respecto a la Mesa Central y Sierra Madre Oriental. En este estudio se reportan nuevos datos estructurales y edades U-Pb en granos de circon detrítico. Se discute sobre la posibilidad de tener dos eventos de deformación contractiva. El evento D1 se infiere contemporáneo a la acreción del Terreno Guerrero y se observa en las rocas más antiguas de Sierra de los Cuarzos. Por su parte, las edades máximas de depósito obtenidas en San Miguel de Allende y Juriquilla, 110.2 ± 0.8 Ma y 110.5 ± 0.9 Ma (Albiano temprano), respectivamente, limitan la edad de la deformación D2, siendo posterior a los ~ 110 Ma. Por lo tanto, esta deformación resulta contemporánea a la formación del Orógeno Mexicano. El evento D2 se observa en las tres áreas. Mediante el análisis estructural se determinó que D1 tiene una dirección de transporte al sureste, mientras que D2 presenta una dirección de transporte general al oeste-suroeste o suroeste. Estas direcciones de transporte difieren al de la acreción del Terreno Guerrero y al de la formación del Orógeno Mexicano. Esta diferencia en la dirección de transporte podría ser producto de retrodeformación, y/o heterogeneidades en el basamento.

Palabras clave: Deformación contractiva del Cretácico Tardío, análisis estructural, transporte tectónico, geocronología U-Pb, centro de México.

ABSTRACT

In central Mexico, two important Cretaceous tectonic events have been identified: the accretion of the Guerrero Terrain (Early Cretaceous) and the beginning of the Mexican Orogen (Late Cretaceous-Paleogene). Both events present a direction of tectonic transport to the northeast in the center of Mexico, and they have been studied both in the Mesa Central and in the Sierra Madre Oriental. However, little study has characterized the contractile deformation in the border between both provinces. In order to contribute to a better understanding of the Late Cretaceous deformation in central Mexico, this research focuses on the border of both provinces, especially in the Juriquilla, San Miguel de Allende localities, and Sierra de los Cuarzos. The objectives of this research were a) Identify the contractile deformation of the Mesozoic rocks in the study area. b) Determine variations in the direction of tectonic transport of the study area concerning the Mesa Central and Sierra Madre Oriental. In this research, new structural data and U-Pb ages in detrital zircon grains are reported. The possibility of having two contractive deformation events is discussed. The D1 event is inferred contemporary to the accretion of the Guerrero Terrain and is observed in the oldest rocks of Sierra de los Cuarzos. On other hand, the maximum deposit ages obtained in San Miguel de Allende and Juriquilla, 110.2 ± 0.8 Ma and 110.5 ± 0.9 Ma (Early Albian), respectively, limit the age of the D2 deformation, being after ~ 110 Ma. Therefore, this resulting deformation contemporaneous with the formation of the Mexican Orogen. Event D2 is observed in all three areas. Through the structural analysis it was determined that D1 has a direction of transport to the southeast, while D2 has a direction of transport to the west-southwest or southwest. These transport directions differ from that of the Guerrero Terrain accretion and from the formation of the Mexican Orogen. This difference in the direction of transport could be the product of retrodeformation, and or heterogeneities in the basement.

Keywords: Late Cretaceous contractive deformation, structural analysis, tectonic transport, U-Pb geochronology, central Mexico.

1. Introducción

La evolución tectónica en el centro de México a finales del Mesozoico involucra dos eventos geológicos importantes: 1) la acreción del Terreno Guerrero al núcleo continental en el Cretácico Temprano, y 2) el inicio de la formación del Orógeno Mexicano en el Cretácico Tardío (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Palacios-García y Martini, 2014; Martini *et al.*, 2016; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Ambos eventos muestran deformación contractiva con una dirección de transporte tectónico general hacia el noreste (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2014; 2018; Martini *et al.*, 2016; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018; 2019), salvo algunas variaciones locales en la parte centro del país (Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2013; Palacios-García y Martini, 2014). En los últimos años se han incrementado los trabajos centrados en conocer la cinemática, tectónica, sedimentación, temporalidad y propagación de la deformación de los eventos tectónicos en el centro del país (Fitz-Díaz *et al.*, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019a). Esto ha permitido diferenciar cada evento; sin embargo, su completo entendimiento se ha dificultado, ya que la mayoría de las rocas mesozoicas en el centro del país están sepultadas por los eventos volcánicos del Cenozoico. La zona de estudio se ubica en el límite de las provincias fisiográficas Mesa Central (MC), Sierra Madre Oriental (SMOr), y Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), e incluye las localidades de Juriquilla, Querétaro, San Miguel de Allende, y Sierra de los Cuarzos, Guanajuato, en la parte central del México (Figura 1a).

En este trabajo se caracterizó la deformación cretácica de las rocas mesozoicas en el área de estudio y se identificó a qué evento geológico corresponde esta deformación. Para ello, se calculó la edad máxima de depósito mediante el fechamiento de sucesiones sedimentarias, utilizando edades U-Pb en granos de circonio detrítico. Asimismo, se determinó la dirección del transporte tectónico de las rocas mesozoicas del área de estudio a través de la vergencia de los pliegues regionales, fallas inversas, e indicadores cinemáticos. La dirección

de transporte tectónico obtenida en este estudio se comparó con las direcciones de transporte publicadas en áreas adyacentes, que incluyen las localidades Mineral de Pozos (Reyes-Reyes y Luna-Castro, 1998) y Tolimán (Fitz-Díaz *et al.*, 2012) al este del área de estudio, y con la localidad de Guanajuato (Martini *et al.*, 2013) al oeste.

2. Marco geológico

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La MC se caracteriza por ser una meseta elevada que presenta cotas promedio mayores a sus áreas adyacentes (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a; 2007). La SMOr es la expresión fisiográfica del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). En la parte centro-este de México la SMOr está compuesta por cuencas y plataformas cretácicas que muestran una dirección de transporte tectónico hacia el noreste (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). En esta zona la SMOr presenta deformación de piel delgada (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). La FVTM es un arco volcánico continental del Neógeno que cruza el centro del país de oeste a este (Ferrari *et al.*, 2012). Se localiza justo en la margen sur de la placa Norteamericana y sus productos ígneos de composición variable (Ferrari *et al.*, 2012) cubren a las rocas mesozoicas de la mayor parte del centro del país.

Durante el Cretácico Temprano la zona de estudio fue ocupada por ambientes carbonatados profundos y de plataforma (*e.g.* Wilson y Ward, 1993). Los sistemas de plataformas están representados en el centro-este de México por la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP; Figura 1a). Esta plataforma consiste en facies arrecifales y de talud. Mientras, en la parte central de la actual MC se localizan depósitos marinos de mar abierto y aguas profundas principalmente calizas arcillosas y lutitas calcáreas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). En tanto que, en la parte oeste de la MC, principalmente en la actual Sierra de

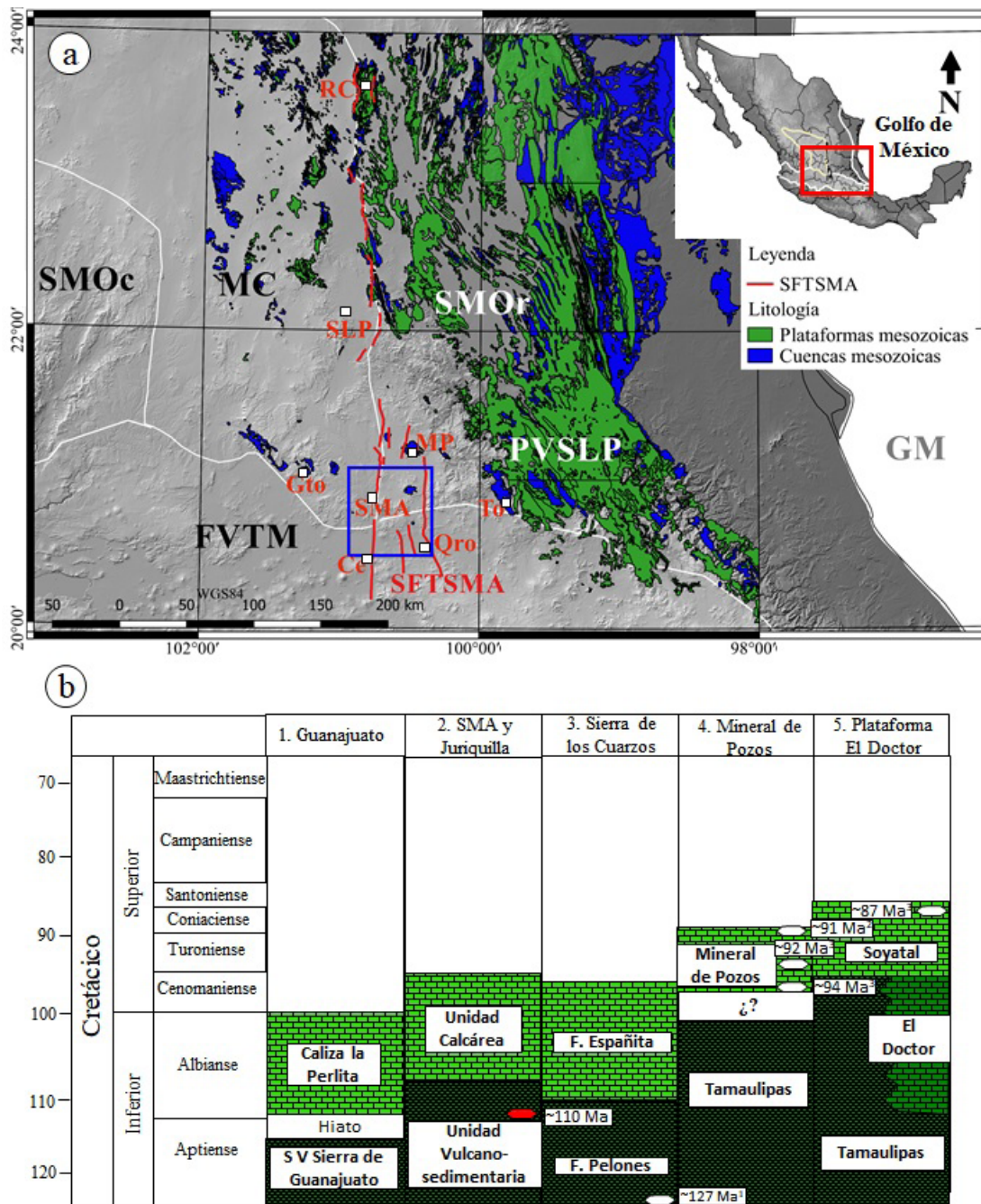


Figura 1 Ubicación del área de estudio y distribución del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. a) El recuadro superior derecho enmarca la parte centro-oriental de México, donde se muestra la distribución de las plataformas y cuencas mesozoicas. Los límites de las provincias fisiográficas son aproximados (líneas blancas). El recuadro azul muestra la ubicación del área de estudio. Note el acortamiento en la distribución de las rocas de plataforma justo donde el Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende se ensancha. Abreviaturas: SMOr, Sierra Madre Oriental; MC, Mesa Central; FVTM, Faja Volcánica Transmexicana; SMOc, Sierra Madre Occidental; PVSLP, Plataforma Valles-San Luis Potosí; SFTSMA, Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende. Ciudades: Ce, Celaya; Gto, Guanajuato; MP, Mineral de Pozos; Qro, Querétaro; RC, Real de Catorce; SLP, San Luis Potosí; SMA, San Miguel de Allende; To, Toluca; b) Tabla de correlación estratigráfica para el centro de México. El grano de circón rojo corresponde a la edad U/Pb obtenida en este trabajo. Los granos de circón blanco corresponden a las edades máximas de depósito publicadas para las sucesiones del Cretácico en el centro de México y provienen de: ¹Palacios-García y Martini (2014); ²Ortega-Flores *et al.*, (2014); ³Juárez-Arriaga *et al.*, (2019a).

Guanajuato existieron depósitos volcanosedimentarios marinos, los cuales tuvieron grandes espesores de basalto almohadillado intercalados con capas de lutita, arenisca y caliza (Tardy *et al.*, 1994; Martini *et al.*, 2011). De esta forma, durante el Cretácico Temprano existió un extenso sistema de plataformas carbonatadas hacia el oriente, en la parte central una gran cuenca que en su extremo más occidental tuvo mayor aportación volcanosedimentaria (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Esta cuenca la define Carrillo-Bravo (1971) como la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM).

Hacia el límite Cretácico Temprano-Tardío la parte oeste de la MC formó parte del antepaís asociado al Orógeno Mexicano, nombrado Sistema de Cuencas de Antepaís Mexicano (Juárez-Arriaga *et al.*, 2019b). En la figura 1b se observa una tabla de correlación estratigráfica esquemática del centro de México, que muestra la litología del Cretácico. Sobre las rocas deformadas de la cuenca yacen en discordancia angular, rocas continentales y volcánicas cenozoicas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007).

El límite entre la MC y SMOr es el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). El SFTSMA es la única estructura reconocida que atraviesa todo el vulcanismo del centro del país (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Este sistema de fallas tiene una orientación NNW-SSE con más de 500 km de longitud. Así también, la traza de la falla del SFTSMA coincide con el límite este de la CMCM (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). De igual forma, la zona más ancha del SFTSMA se localiza dentro del área de estudio (35 km) y coincide con el cambio en la orientación del límite oeste del PVSLP donde esta plataforma se hace más angosta (Figura 1a).

Algunos autores han sugerido que el SFTSMA es un límite cortical (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a). Esta hipótesis está basada en la existencia de al menos cuatro eventos de deformación asociados al SFTSMA que corresponden a: la formación del Orógeno Mexicano, un evento extensional del Eoceno, la formación de la SMOr, y un último evento asociado a la formación de la FVTM (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a). Adicionalmente, dicha

hipótesis se sustenta en la topografía y espesor de la corteza, las cuales son variables hacia el oeste y este del SFTSMA (Kerdan, 1992; Campos-Enríquez *et al.*, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a). El espesor de la corteza dentro de la MC es de 32 km, mientras que el espesor en la SMOr es de 37 km (Rivera y Ponce, 1986; Kerdan, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a, 2007).

2.2. MARCO GRAVIMÉTRICO REGIONAL

De acuerdo con los datos gravimétricos satelitales (*Scripps Institution of Oceanography*, 2014), el área de estudio se localiza en una zona de transición de un alto gravimétrico A1, a un bajo gravimétrico B1 (Figura 2). La Figura 2 muestra la anomalía de Bouguer regional, el contraste que existe entre los altos y bajos gravimétricos A1 y B1 podría ser producto de cuerpos profundos con grandes longitudes de onda asociados al basamento (Spector y Grand, 1970).

2.3. ESTRATIGRAFÍA GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

La unidad litológica más antigua corresponde a la Secuencia Vulcanosedimentaria Sierra de Guanajuato y cuya edad es del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Martínez-Reyes, 1992; Martini *et al.*, 2011). Aflora principalmente en el escarpe de la falla San Miguel de Allende, en la parte central de la Sierra de los Cuarzos y al norte de Celaya (Figura 3). Esta unidad consiste en una sucesión de arenisca, lutita y pedernal que se intercala con rocas volcánicas principalmente de composición básica (Martínez-Reyes, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017). En la Sierra de los Cuarzos esta unidad consiste en dos formaciones; la primera, la formación Sierra de los Cuarzos del Jurásico Superior compuesta en su base por una alternancia de arenisca, limolita y lutita, arenisca volcanosedimentaria y hacia su cima por turbiditas calcáreas intercaladas con arenisca y esquisto (Palacios-García y Martini, 2014); y la segunda, la formación Pelones del Cretácico Superior

compuesta de arenisca vulcanoclástica, conglomerado y lutita (Palacios-García y Martini, 2014). Dentro del área de estudio la unidad cretácica más antigua fue nombrada informalmente unidad vulcanosedimentaria.

La unidad vulcanosedimentaria subyace a una intercalación de caliza, lutita y arenisca (Figura 3; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Al occidente, fuera del área de estudio se ha identificado una caliza

con características similares nombrada caliza La Perlita (Quintero-Legorreta, 1992) descrita como una secuencia calcárea-arenosa de edad Aptiana-Albiana. Su edad fue estimada a partir de una amonita documentada en un afloramiento cercano a San Miguel de Allende (Chiodi *et al.*, 1988). El ambiente de depósito de la caliza la Perlita se ha considerado arrecifal o de plataforma (Quintero-Legorreta, 1992). En la Sierra de los Cuarzos

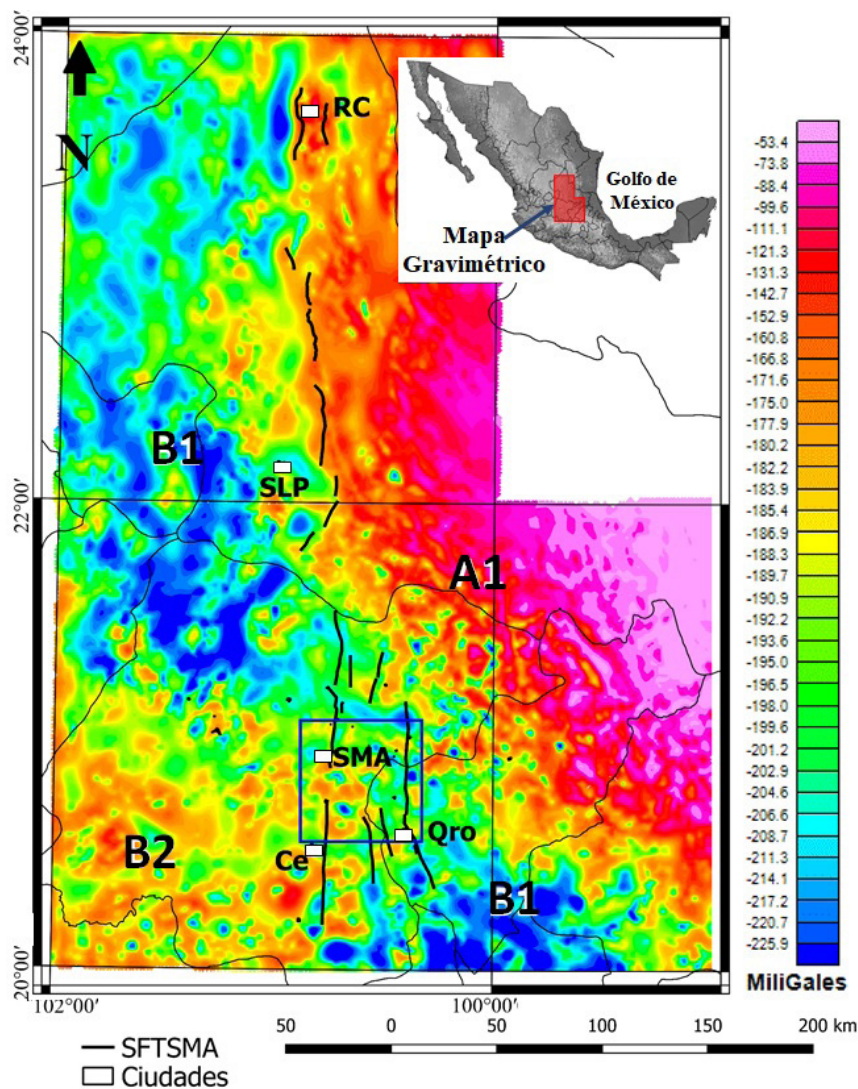


Figura 2 Mapa gravimétrico de la Anomalia de Bouguer regional. El recuadro superior derecho muestra su ubicación en el centro de México. Note la existencia de dos grandes dominios: A1 y B2, y una zona intermedia B2. Las diferencias entre los dominios pueden ser producto de cuerpos profundos de grandes longitudes de onda que podrían estar asociados a los basamentos de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. El SFTSMA limita ambos dominios hacia la parte norte (indicado por las líneas negras). El recuadro azul corresponde al área de estudio, la cual concuerda con el área donde se ensancha el SFTSMA y con la zona de transición entre A1 y B2. Las abreviaturas son las mismas que la figura 1.

aflora la formación Españita constituida por una alternancia rítmica de caliza detrítica, marga, lutita y pedernal. Su edad no fue determinada, pero por relaciones estratigráficas se le asignó una edad de Albiano-Cenomaniano (Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014). Dentro del área de estudio la unidad cretácica más reciente es nombrada informalmente unidad calcárea.

La roca cenozoica más antigua corresponde a la Andesita El Cedro (ToA), aflora en la Sierra de Los Cuarzos, y al norte de la ciudad de Querétaro (Figura 3). Consiste en lavas y algunas tobas basálticas-andesíticas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001),

con edades entre 30.6 ± 0.4 Ma y 30.7 ± 0.6 Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 2000). Sobreyaciendo se encuentran ignimbritas del Oligoceno-Mioceno (Tig). Localizadas en la parte norte de área de estudio, en el bloque levantado de la falla San Miguel de Allende, dentro de la Sierra de los Cuarzos, y al sur del poblado de San José Iturbide (Figura 3). Corresponde a una ignimbrita ácida (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001), con una edad de 29.3 ± 0.3 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). La sucesión continúa con la Dacita Obrajuelo (TDo), corresponde a una alineación de domos rumbo NE-SW, en la porción sureste del volcán

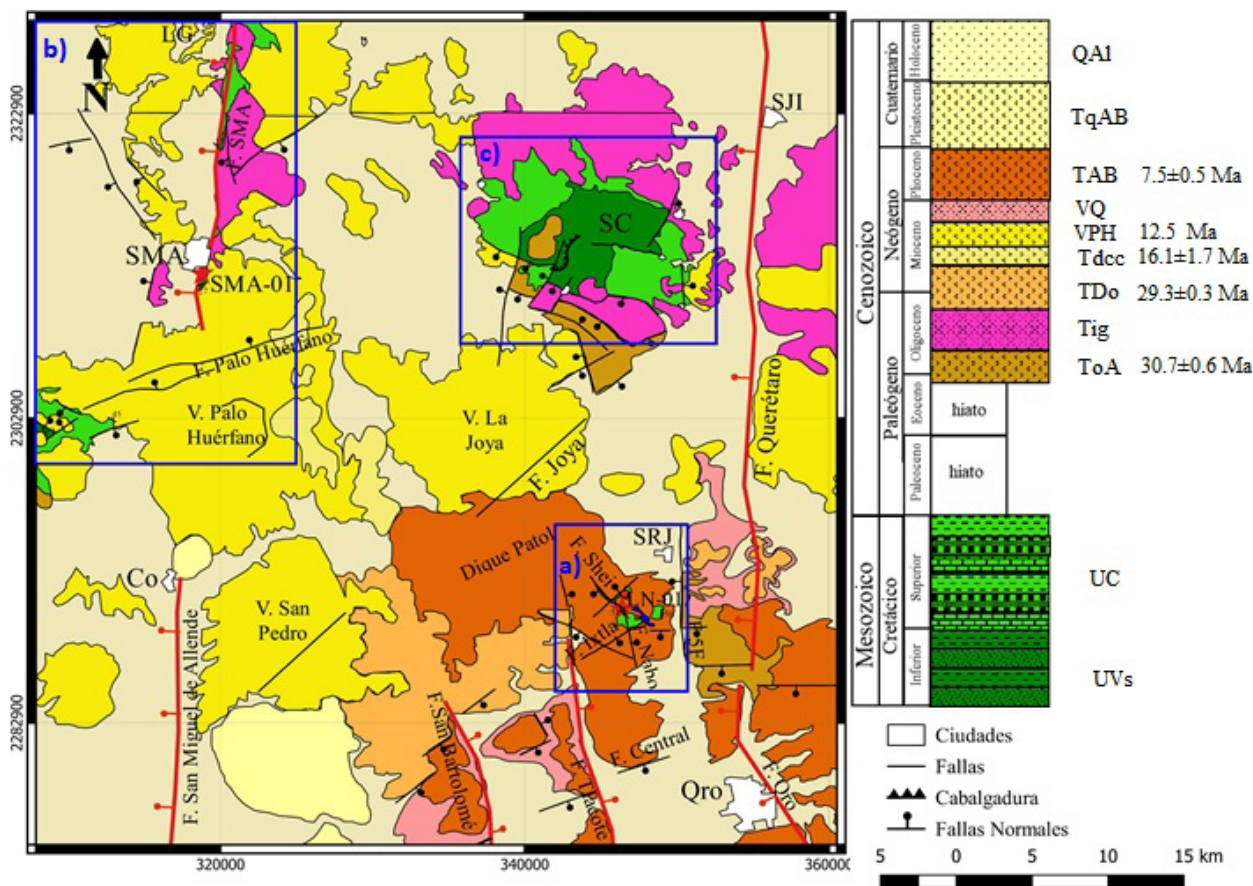


Figura 3 Mapa Geológico-Estructural del área de estudio basado en el trabajo de Alaniz-Álvarez *et al.* (2001). Los recuadros indican las tres zonas estructurales estudiadas: a) Juriquilla, b) San Miguel de Allende y c) Sierra de los Cuarzos. Las localidades donde fueron colectadas las muestras geocronológicas LN-01 y SMA-01 corresponden a las estrellas. Abreviaturas: F. 5F, Falla 5 de Febrero; F. Qro., Falla Querétaro. Ciudades: Co, Comonfort; LG, Los Guías; Qro, Querétaro; SC, Sierra de los Cuarzos; SJI, San José Iturbide; SMA, San Miguel de Allende; SRJ, Santa Rosa Jauregui; Unidades litológicas: UVs, Unidad vulcanosedimentaria; UC, Unidad calcárea; ToA, Andesita El Cedro; Tig, Ignimbrita Oligo-miocénica; TDo, Dacita Obrajuelo; Tdcc, Cerro Colorado; VPH, Vulcanoclástico Palo Huérfano; VQ, Vulcanoclástico Querétaro; TAB, Basalto Querétaro; TqAB, Andesita y Basalto del Plioceno; QAI, Lacustre-aluvión.

San Pedro y el poblado de Santa Rosa Jauregui (Figura 3). Sobreyaciendo la Dacita Obrajuelo se encuentra la secuencia Cerro Colorado (Tdcc) constituida por lahares y brechas andesíticas-dacíticas. Se localiza en el flanco oriental del volcán Palo Huérano (Figura 3), con una edad de 16.1 ± 1.7 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996). Durante el Neógeno, se depositaron rocas de composición andesítica-basáltica (VPH) perteneciente a los estratovolcanes Palo Huérano, La Joya y San Pedro (Figura 3), con una edad de 12.5 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996). Sobre el material de los estratovolcanes se localiza el Vulcanoclástico Querétaro (VQ), conformada por depósitos fluviales, aluviales, lacustres y piroclásticos no consolidados (Figura 3). De igual forma se depositaron los basaltos Querétaro (TAB), agrupan derrames fisurales, aparatos centrales y conos cineríticos de composición basáltica, fechados en 7.5 ± 0.5 Ma y 5.6 ± 0.4 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Finalmente, en la cima de la sucesión cenozoica se encuentran andesitas y basaltos del Plioceno (TqAB), y rellenos Aluviales (QAI).

2.4. ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.4.1. ESTRUCTURAS DE ACORTAMIENTO

En el área de estudio hay evidencia de deformación contractiva (fallas inversas, pliegues, clivaje axial) a escala de afloramiento. Se observa principalmente en la zona de contacto cizallado entre las unidades mesozoicas al suroeste de San Miguel de Allende (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b) y en la parte oriental de Sierra de los Cuarzos (Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014), se caracteriza por ser un clivaje penetrativo a escala de afloramiento. De igual forma se observan pliegues y clivaje axial en la parte oriental de Juriquilla. Además, Palacios-García y Martini (2014) documentan que el contacto cizallado entre las unidades mesozoicas en la Sierra de los Cuarzos presenta una vergencia hacia el suroeste, que se manifiesta en la unidad superior de cada zona cizallada. No se tiene estimado el espesor de estas zonas de cizalla frágil-dúctil, sin embargo,

se manifiesta foliación penetrativa a escala milimétrica-submilimétrica y lineaciones minerales. De igual forma se reconocen peces de moscovita, estructuras S-C y pórfidosclastos asimétricos que sustentan la vergencia al SW (Palacios-García, 2013; Palacios García y Martini, 2014). Por su parte, Nieto-Samaniego *et al.*, (1999b) documentan el contacto entre las unidades mesozoicas al suroeste del área de San Miguel de Allende, corresponde a una zona de cizalla, que de acuerdo con su sección D-D' presenta una dirección de transporte tectónico al suroeste. Si bien, todas estas estructuras se manifiestan de carácter local, sólo en la parte central de la Sierra de los Cuarzos la cabalgadura Encino Rizudo (Figura 3) es la única estructura a gran escala existente. Presenta un rumbo NE-SW y una dirección de transporte tectónico al SE (Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017).

2.4.2. ESTRUCTURAS DE EXTENSIÓN

De manera regional se reconocen 3 sistemas de fallas cenozoicas con orientaciones generales N-S, NE-SW y NW-SE. A continuación, se describen de manera general cada uno de estos sistemas de fallas.

2.4.2.1 SISTEMA DE FALLAS N-S

Este sistema de fallas está representado principalmente por la falla San Miguel de Allende, una falla normal con rumbo N-S y echado al poniente. Esta falla atraviesa la ciudad de San Miguel de Allende y expone las rocas mesozoicas en su escarpe de falla (Figura 3). Hacia el sur es sepultada por el vulcanismo del volcán Palo Huérano y sedimentos continentales del Mioceno al Reciente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). El segmento que atraviesa el área de estudio tiene una longitud de 38 km y más de 300 m de desnivel, la actividad de la falla se dio principalmente en el Oligoceno y una segunda etapa de reactivación en el Mioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

En el sector oriental del área de estudio, se encuentra el sistema de fallas Querétaro perteneciente al SFTSMA. Este sistema de fallas está representado por cuatro fallas principales con una orientación N-S. Estas fallas son: Querétaro, 5 de Febrero, Tlacote y San Bartolomé (Alaniz-Álvarez

et al., 2001). La falla Querétaro es de tipo normal con echado hacia el oeste, una longitud de 61 km y un desplazamiento máximo de 80 m. La traza de la falla se reconoce por la diferencia topográfica entre San José de Iturbide y Santa Rosa Jáuregui (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La falla 5 de Febrero es una falla normal con echado hacia el oeste, 14 km de longitud y con un desplazamiento vertical de más de 100 m (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, Xu *et al.*, 2011). La falla Tlacote es una falla normal con echado hacia el este, una longitud de 20 km y un desplazamiento vertical de 80 m (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La falla San Bartolomé es de tipo normal con echado al este, una longitud de 27 km, y un desplazamiento máximo de 100 m en su sector norte y 50 m en su sector sur (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

2.4.2.2 SISTEMA DE FALLAS NE-SW

Este sistema de falla es representado por fallas y centros de emisión volcánicos con una orientación NE-SW. Las estructuras corresponden a fallas normales de alto ángulo con longitudes de fallas que van de 5 a 15 km. Sus escarpes van de 30 a 100 m. Su desplazamiento fue mucho mayor que 100 m debido a que el bloque del alto expone el basamento mesozoico en Juriquilla (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Además, al sur de la ciudad de Querétaro este sistema se compone de varios segmentos de falla de 5 km de longitud con echado al noroeste. Estas fallas cortan al volcán Cimatario, los basaltos Querétaro y a fallas del SFTSMA. Las principales fallas son: Ixtla, La Joya y Palo Huérano (Figura 3). Además, lineamientos de volcanes monogenéticos (*e.g.*, Dique El Patol) y domos riolíticos alineados (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

2.4.2.3 SISTEMA DE FALLAS NW-SE

Este sistema de fallas consta de fallas de alto ángulo, y se han estudiado detalladamente en Guanajuato y San Luis Potosí (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Del Pilar-Martínez *et al.* (2020) documentaron fallas normales del pre-Oligoceno con orientación NW-SE, al norte del área de estudio. Dentro de la zona de estudio estas fallas se manifiestan principalmente en la Sierra de los Cuarzos (Figura 3). Entre las fallas más importantes están: La falla el Moral

con una longitud de 12.7 km y echado al suroeste y falla Puerto Nieto con una longitud de 7.7 km y echado al suroeste (Núñez-Silva, 2020). Hacia la parte sur de área de estudio únicamente se tienen documentadas dos fallas NW-SE, de las cuales sólo la falla Shei corta la litología mesozoica. Esta falla tiene una longitud de 3 km y un echado al suroeste.

3. Metodología y toma de muestras

Los afloramientos mesozoicos fueron agrupados en tres zonas estructurales (Figura 3): a) zona Juriquilla, incluye los afloramientos al norte de la ciudad de Querétaro; b) zona San Miguel de Allende, incorpora afloramientos entre los poblados de Comonfort y Los Guías Guanajuato, dentro de la falla San Miguel de Allende; c) zona Sierra de los Cuarzos, contiene los afloramientos de la sierra del mismo nombre entre los poblados de El Arenal, Charape de los Pelones, Puerto Nieto y La Calera. En cada zona se midieron el rumbo y el echado de estratificación, clivaje, plano axial de pliegues, fallas y fracturas. El sentido de las fallas fue determinado a través de estrías, movimiento relativo de los estratos, y pliegues de arrastre. De igual forma las estructuras sigmoidales ayudaron a indicar el sentido del movimiento entre capas. Todos los datos estructurales son presentados en redes estereográficas que se proyectan en el hemisferio inferior. Para obtener la orientación de los esfuerzos principales compresivos se utilizó los datos de las estrías medidas en planos de falla, así como en desplazamiento entre capas. Para establecer el sentido del desplazamiento en las estrías se buscaron escalones de estría. El análisis de las estrías se realizó en el programa Win-Tensor (Delvaux, y Sperner, 2003).

De acuerdo con las observaciones en campo y muestras de mano se colectaron dos muestras de entre 5-8 kg de arenisca para determinar la edad de las sucesiones sedimentarias deformadas. Las dos muestras fueron colectadas en horizontes sedimentarios más arenosos de la unidad vulcanosedimentaria. Son nombradas LN-01

(20°42'24.2" N, 100°28'37.5" O) y SMA-01 (20°53'58.2" N, 100°44'38.6" O), ubicadas en Juriquilla y San Miguel de Allende, respectivamente. De cada muestra se obtuvieron 100 granos de circón detrítico a través de las técnicas estándar. Para obtener edades de U-Pb, los granos fueron analizados por ablación láser asociado a un espectrómetro de masas de plasma acoplada inductivamente (LA-ICP MS del inglés: *laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*). Los análisis se hicieron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, de acuerdo con la metodología descrita por Solari *et al.* (2018). Las relaciones isotópicas que se usaron fueron $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para granos con una edad menor de 1 Ga y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para circones con edades mayores de 1 Ga. Los datos fueron reducidos de acuerdo con el procedimiento de Solari *et al.* (2010) y son mostrados en los anexos como tabla 1 y 2 (Paton *et al.*, 2010; Petrus y Kamber, 2012).

Para descartar el uso de componentes de edad U-Pb sin significado geológico, los análisis con discordancia >20% o discordancia inversa >5% fueron eliminados y no se consideran en nuestras interpretaciones. Los granos concordantes se graficaron como funciones de distribución de probabilidad utilizando el software Isoplot (Ludwig, 2012). La edad máxima de depósito (MDA) de cada muestra se interpretó a partir de la media ponderada del conjunto de granos con las edades más jóvenes y concordantes que se traslapan con un error analítico 2σ (Dickinson y Gehrels, 2009) (Anexos tabla 1 y 2.)

La unidad vulcanosedimentaria está caracterizada por una intercalación de arenisca, lutita y en menor proporción caliza. Las capas de arenisca tienen gran extensión lateral y presentan gradación normal, laminación planar-paralela, estratificación cruzada, por lo que esta unidad se interpreta como turbiditas. Si bien las muestras fueron colectadas de los horizontes más arenosos, no fue posible determinar de qué parte de la columna corresponden las muestras.

Por su parte, la unidad calcárea corresponde a una intercalación de capas delgadas de caliza,

marga y lutita, algunos estratos presentan bandas de pedernal. Adicionalmente, se pueden observar intercalaciones de estratos masivos de calizas con espesores de 1 a 1.5 m. al sureste del poblado Los Guía en la parte norte de la zona San Miguel de Allende. El contacto entre estas dos unidades es transicional y se observa en una barranca al sureste de Los Guía.

4. Geocronología y edad de las muestras analizadas

La muestra LN-01 corresponde a una arenisca mediana mal clasificada, soportada por grano, con contactos predominantemente cóncavos y largos. Los granos son angulosos a subangulosos y están dominados por fragmentos líticos de caliza, líticos volcánicos felsíticos y cuarzo monocristalino. La muestra contiene un grupo de 3 circones de entre 457.3 Ma, y 261.9 Ma, el resto de los circones se encuentran en un intervalo de edad comprendido entre 137.1 Ma y 107.8 Ma. Se pueden distinguir dos picos principales, uno a 125 Ma y el segundo a 112 Ma (Figura 4a). La edad máxima de depósito (MDA) es 110.2 ± 0.8 Ma (Albiano temprano) calculada mediante la media ponderada (MSWD) de los 17 granos más jóvenes. La edad es consistente con la edad del grano más joven y la edad del pico más joven (Figura 4a).

La muestra SMA-01 corresponde a una arenisca mediana moderadamente clasificada, soportada por grano con contactos predominantemente largos. La muestra contiene seis granos de circón en un intervalo de edad de 2,514 a 207 Ma, el resto de los granos se encuentran en una edad comprendida entre 160.2 Ma y 102.4 Ma. Se distingue un pico principal a los 115 Ma y uno menor a 141 Ma (Figura 4b). La MDA es 110.5 ± 0.9 Ma (Albiano temprano) calculada mediante la media ponderada (MSWD) de los 21 granos más jóvenes. La edad es consistente con la edad del grano más joven y del pico más joven (Figura 4b). Las edades U-Pb obtenidas en granos de circón detrítico nos permiten asignar una edad de Albiano temprano para las muestras LN-01 y SMA-01.

5. Deformación contractiva en rocas mesozoicas del área de estudio

5.1. ZONA JURIQUELLA

En la zona de Juriquilla las rocas sedimentarias cretácicas presentan deformación contractiva a escala de afloramiento, se caracteriza por pliegues, fallas inversas y un clivaje axial penetrativo. Los datos estructurales se visualizan en dos grupos que presentan vergencias diferentes (Figura 5a). En la figura 5b, los datos de estratificación muestran dos

rumbos promedio diferentes, uno $009^{\circ}/53^{\circ}$ al E, y otro en $153^{\circ}/50^{\circ}$ al SW. El clivaje muestra dos rumbos promedio diferentes: $031^{\circ}/53^{\circ}$ al SE y $189^{\circ}/64^{\circ}$ al WNW. Los planos axiales de los pliegues presentan un rumbo promedio de $028^{\circ}/38^{\circ}$ al SE. Para fallas inversas se presentan dos rumbos promedio diferentes: $358^{\circ}/54^{\circ}$ al E y $140^{\circ}/29^{\circ}$ al SW.

Los pliegues se observan principalmente en la parte oriental de la zona Juriquilla, son isoclinales a abiertos del tipo chevron (Figuras 5c y 5d). Debido a que el espesor de los estratos más competentes

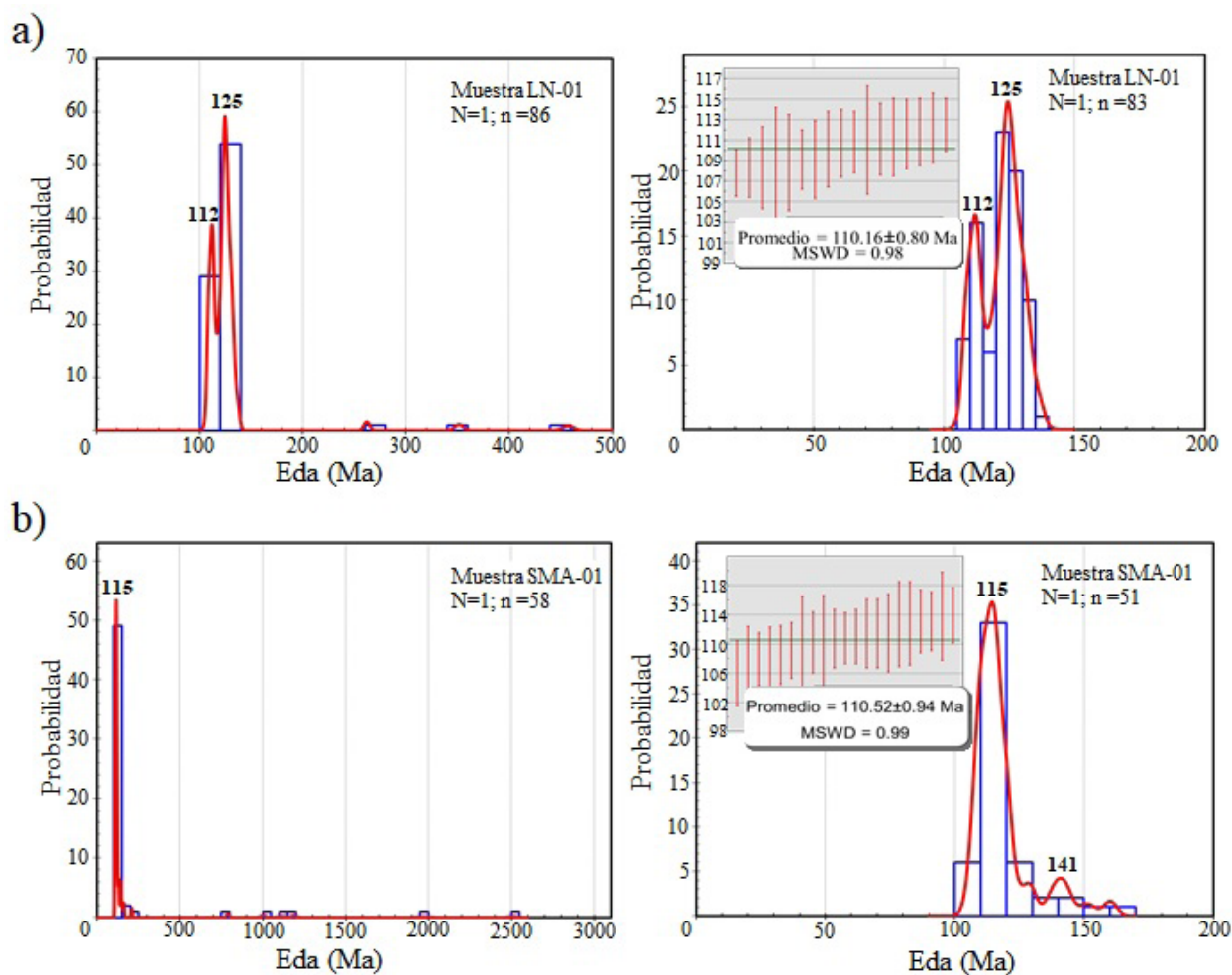


Figura 4 Gráficas de densidad de probabilidad de las edades U-Pb en granos de circón detrítico. La columna de la izquierda muestra la distribución de las edades de todos los granos analizados y la columna de la derecha incluye la distribución de las edades menores a 200 Ma. N = número de muestras; n = número de análisis.: a) Muestra LN-01: se observan dos picos principales a ~125 y ~112 Ma. La edad máxima de depósito es de 110.16 ± 0.80 Ma, calculada a partir de las medias ponderadas (MSWD) de los 17 granos más jóvenes (recuadro gris). b) Muestra SMA-01: al lado izquierdo se distinguen un pico principal a 115 Ma. La edad máxima de depósito es de 110.52 ± 0.94 Ma, calculada a partir de las medias ponderadas (MSWD) de los 21 granos más jóvenes (recuadro gris).

es constante en todo el pliegue, se clasifican como pliegues paralelos. Además, estos pliegues presentan deformación por *buckling* de deslizamiento flexural, que se evidencia por desplazamiento entre capas de los flancos y la geometría de las charnelas en los pliegues (Hudleston y Treagus, 2010). No obstante, estructuras tipo sigma también ponen en evidencia deformación por una zona de cizalla subhorizontal con dirección de transporte al oeste-noroeste (Figura 5e). Contenidos entre capas competentes sin deformar se observan pliegues secundarios (Figura 5f). La mayoría de los pliegues secundarios tienen geometría del tipo S en la parte oriental. Para la parte occidental existen pocos pliegues, sin embargo, los que se observan en perfil tienen geometría del tipo Z.

5.2. ZONA SAN MIGUEL DE ALLENDE

Con base en nuestras observaciones en campo y los datos publicados, pudimos construir dos secciones geológico-estructurales en la zona San Miguel de Allende. La sección A-A' propone que el contacto entre las unidades mesozoicas es una zona de cizalla con vergencia al suroeste (Figura 6a). Esto de acuerdo con la extrapolación a profundidad de la sección geológica presentada por Nieto-Samaniego *et al.* (1999b). Por su parte, la sección B-B' muestra la deformación de las unidades mesozoicas en la parte norte de San Miguel de Allende. Esta sección se construyó a partir de una caliza masiva que se utilizó como horizonte base para la construcción de un pliegue con vergencia al WSW (Figura 6a). En general, la deformación de las rocas sedimentarias se caracteriza por fallas inversas y algunos pliegues. Presentan una estratificación con un rumbo promedio de $302^{\circ}/19^{\circ}$ al NE. El clivaje de plano axial tiene un rumbo promedio de $308^{\circ}/08^{\circ}$ al NE. Por otro lado, las fallas inversas presentan un rumbo promedio de $325^{\circ}/29^{\circ}$ al NE con dirección de transporte tectónico hacia el suroeste (Figura 6b).

La deformación contractiva de las rocas cretácicas de la parte central de la zona San Miguel de Allende se observa principalmente en el escarpe de la falla del mismo nombre. Para las capas

competentes, el espesor de las capas plegadas se mantiene constante, por lo que se clasifican como pliegues paralelos, en las capas incompetentes se observa clivaje de crenulación. Se observa deformación en las vetas contenidas en los estratos plegados (Figura 6c). Hacia la parte sur de la zona San Miguel de Allende también se observan pliegues paralelos (Figura 6d), así como pliegues con una morfología similar a los pliegues secundarios tipo S (Figura 6e).

5.3. ZONA SIERRA DE LOS CUARZOS

En la zona de Sierra de los Cuarzos las rocas sedimentarias están afectadas por fallas inversas y algunos pliegues (Figura 7a). Las rocas sedimentarias presentan estratificación con un rumbo promedio $044^{\circ}/12^{\circ}$ al SE (Figura 7b). El clivaje axial tiene un rumbo promedio $000^{\circ}/27^{\circ}$ al E. Mientras que las fallas inversas presentan un rumbo promedio $300^{\circ}/35^{\circ}$ al NE que indica una dirección de transporte tectónico al SW. La estratificación y el clivaje de la zona Sierra de los Cuarzos muestran una mayor dispersión. Esto puede ser producto de la deformación extensional cenozoica que pudo rotar la estratificación y clivaje, así como la interacción de más de un evento de deformación contractivo o deformación sin-sedimentaria. Más adelante se retoma este punto.

En la parte central de la Sierra de los Cuarzos se localiza la cabalgadura Encino Rizado (Figura 7c). Esta cabalgadura es la estructura contractiva más grande documentada en el área de estudio, presenta un rumbo general NW-SE con una vergencia al SE (Gómez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017). A pesar de que no se observa un plano de falla bien definido, se observa una gran zona de falla (aproximadamente 20 m) y brecha de falla (Figura 7d). Hacia la parte oriental de la Sierra de los Cuarzos se pueden observar fallas inversas en la unidad vulcanosedimentaria (Figura 7e). Además, se observan estructuras *boudinage* (esto de acuerdo con la geometría que presentan los extremos de los *boudinage*) en las rocas cretácicas de la unidad calcárea (Figura 7f). Estas estructuras tienen un rumbo $173^{\circ}/34^{\circ}$ al W.

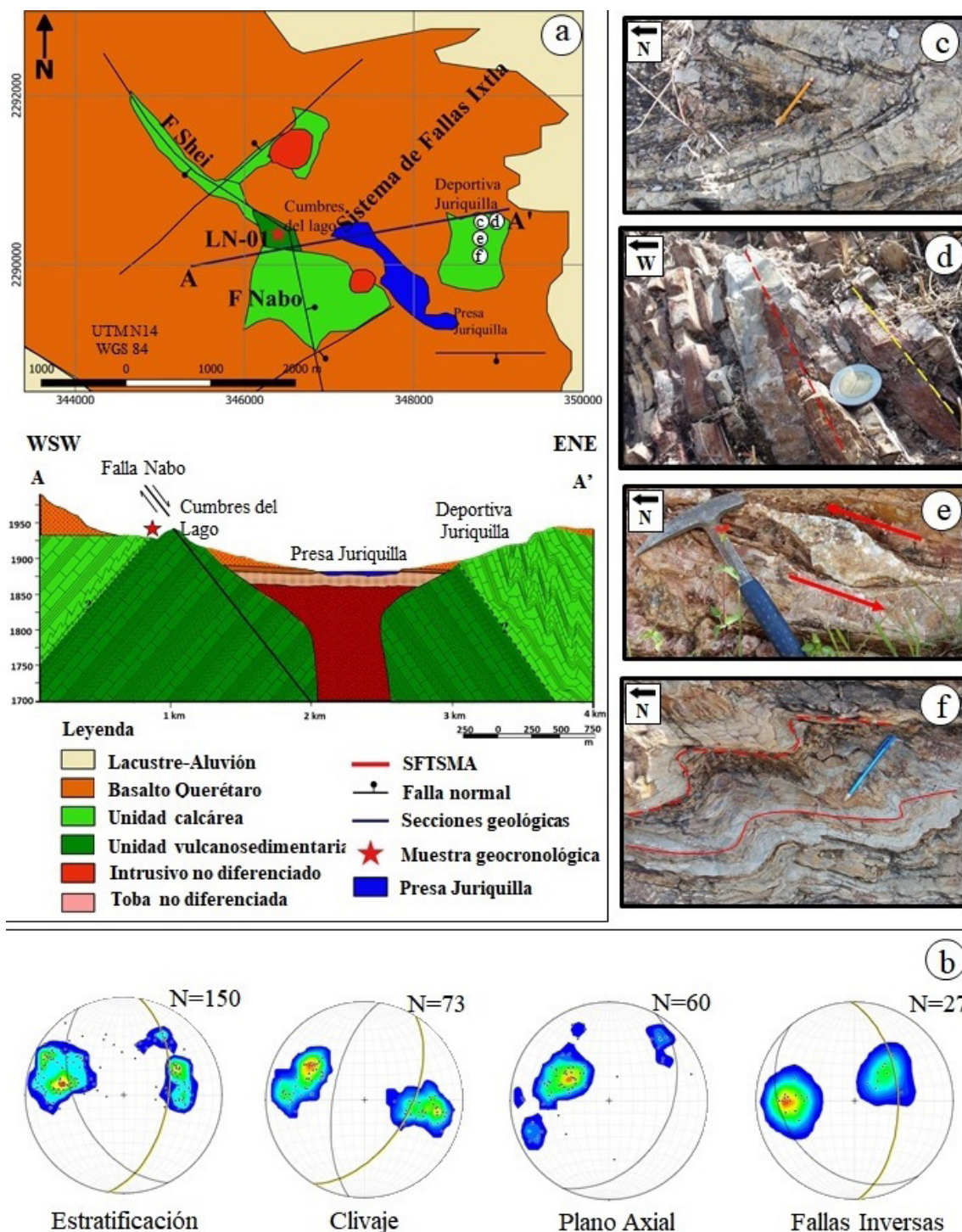


Figura 5 Datos estructurales en la zona Juriquilla. a) Mapa y secci3n geol3gica en la zona Juriquilla. b) Red estereogr3fica de los eventos contractivos, la proyecci3n de los datos es en el hemisferio inferior. Todos los datos est3n representados en diagramas de densidad de polos; N= n3mero de muestras. Estratificaci3n dos planos principales 009°/53° al E, 153°/50° al SW. Clivaje dos planos principales 031°/53° al SE y 189°/64° al W. Plano axial de los pliegues 026°/40° al SE. Fallas inversas dos planos principales 358°/54° al E y 140°/29° al SW. c) Pliegue Chevron en la parte oriental de Juriquilla (foto tomada en planta). d) Pliegue isoclinal en la parte oriental de Juriquilla, su plano axial (l3nea roja) es casi paralela a la estratificaci3n (l3nea amarilla), con vergencia al oeste (foto tomada en perfil). e) Estructura sigma que denota desplazamiento entre capas en la parte oriental de Juriquilla (foto tomada en perfil). f) Pliegues parásitos del tipo S en la parte oriental de Juriquilla (foto tomada en planta).

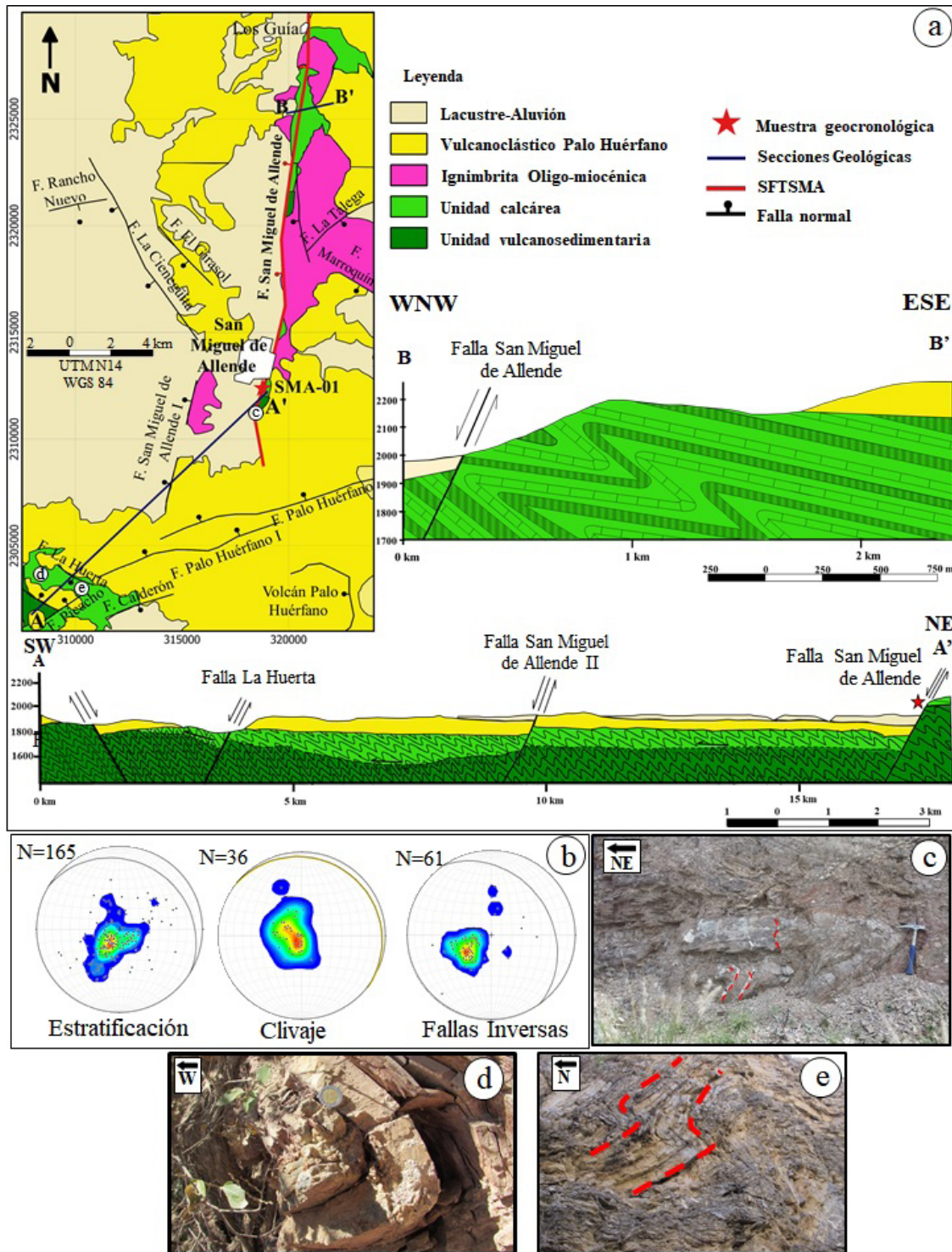


Figura 6 Datos estructurales en la zona San Miguel de Allende. a) Mapa y secciones geológicas de la zona San Miguel de Allende (modificado de Núñez-Silva, 2020). STSMA, Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende b) Red estereográfica de los eventos contractivos, la proyección de los datos es en el hemisferio inferior. Todos los datos están representados en diagramas de densidad de polos; N= número de muestras. Estratificación promedio: $302^{\circ}/19^{\circ}$ al NE. Clivaje promedio: $308^{\circ}/08^{\circ}$ al NE. Fallas Inversas promedio: $325^{\circ}/27^{\circ}$ al NE. c) Pliegue paralelo en el escarpe de la falla San Miguel de Allende, las líneas rojas indican la deformación de las vetas cuya geometría es indicativa del desplazamiento entre capas (foto tomada en perfil). d) Pliegue paralelo en la parte sur de San Miguel de Allende (foto tomada en perfil). e) Plegamiento tipo S en la parte sur de San Miguel de Allende (foto tomada en perfil).

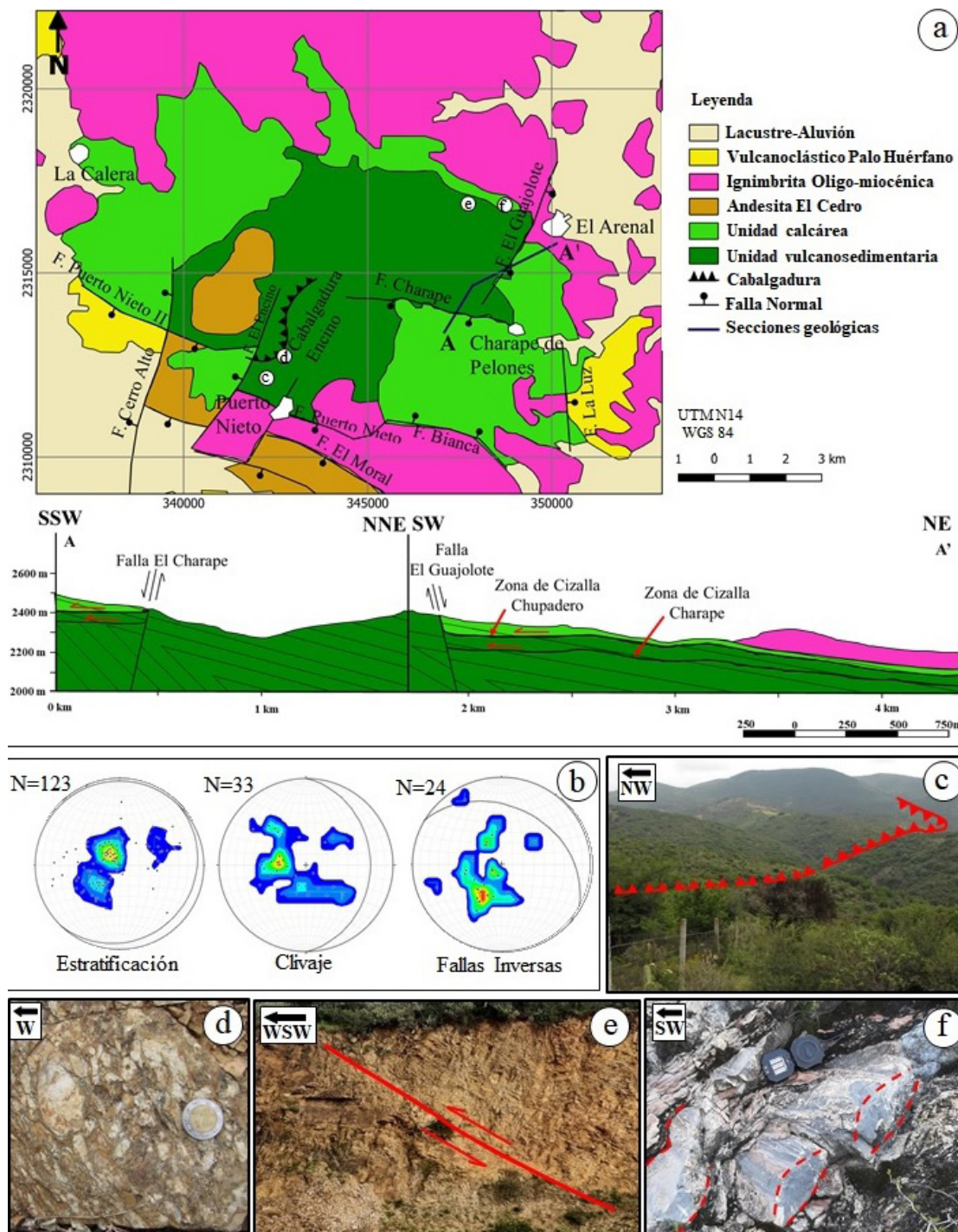


Figura 7 Datos estructurales en la zona Sierra de los Cuarzos. a) Mapa y sección geológica de la zona Sierra de los Cuarzos (modificado de García-Palacios, 2013). b) Red estereográfica de los eventos contractivos, la proyección de los datos es en el hemisferio inferior. Todos los datos están representados en diagramas de densidad de polos; N= número de muestras. Estratificación promedio $044^{\circ}/12^{\circ}$ al SE. Clivaje plano promedio $000^{\circ}/27^{\circ}$ al E. Fallas inversas plano promedio: $311^{\circ}/34^{\circ}$ al NE. c) Cabalgadura Encino Rizado, fotografía tomada desde el bloque cabalgado, la línea punteada indica la orientación de la cabalgadura que no se ve en la fotografía. d) Brecha de falla en la zona de falla de la cabalgadura Encino Rizado (foto tomada en planta). e) Fallas inversas NNW-SSE en rocas mesozoicas de la unidad inferior en la parte central de Sierra de los Cuarzos indican una vergencia al oeste-noroeste (foto tomada en perfil). f) Estructuras *boudinage* en rocas mesozoicas de la unidad calcárea en la parte noreste de Sierra de los Cuarzos Los estratos que envuelven estas estructuras tienen un rumbo: $173^{\circ}/34^{\circ}$ al W (foto tomada en planta).

6. Discusión

6.1. CORRELACIONES DE LAS UNIDADES VULCANOSSEDIMENTARIA Y CALCÁREA

De acuerdo con las edades U-Pb obtenidas en granos de circón y la posición estratigráfica, los depósitos de la unidad vulcanosedimentaria de las áreas de San Miguel de Allende y Juriquilla esta unidad se correlaciona con la Formación Pelones descrita por Palacios-García (2013) y Palacios-García y Martini (2014). En consecuencia, los depósitos que le sobreyacen y pertenecen a la unidad calcárea se correlacionan en parte con las rocas de la Formación Española que afloran en la Sierra de los Cuarzos (Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014). Debido a la complejidad estructural de las zonas de estudios la posición estratigráfica de las muestras es imprecisa, pero las edades obtenidas tienen implicaciones importantes. Para el área de San Miguel de Allende la edad obtenida concuerda con lo reportado por varios autores (Quintero-Legorreta, 1992; Ortiz-Hernández, *et al.*, 2003). La edad de los depósitos estudiados indica que la unidad vulcanosedimentaria y la unidad calcárea no son parte de la cuenca de antepaís que se desarrolló adyacente al Orógeno Mexicano. Los componentes de edad del Cretácico Tardío que caracterizan a los estratos de la cuenca de antepaís mexicana están ausentes en las muestras analizadas (Fitz-Díaz, *et al.*, 2018; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019b) y sustentan nuestra interpretación. Por lo tanto, ambas unidades fueron deformados posteriormente debido al avance hacia el noreste de la cuña orogénica durante el Cretácico Tardío-Paleógeno (Martini *et al.* 2012; Palacios-García y Martini, 2014; Fitz-Díaz *et al.*, 2018; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019b).

Las edades U-Pb obtenidas limitan la edad del evento de deformación que afectó a dichas rocas. Ya que la edad de depósito es ca. 110 Ma, el evento de deformación tiene que ser más joven, y posiblemente está relacionado con la formación del Orógeno Mexicano. Con esto se descarta una relación con la sutura del terreno Guerrero en el área de San Miguel de Allende y Juriquilla. Esto debido a que la sutura del Terreno Guerrero es previa al

depósito de la Caliza La Perlita, es decir, antes de 113 Ma (Martini *et al.*, 2013).

Para el área Sierra de los Cuarzos Palacios-García (2013), y Palacios-García y Martini (2014) obtuvieron edades de depósito de las unidades mesozoicas más antiguas a las reportadas en este trabajo. Las formaciones Sierra de los Cuarzos (155.9 Ma) y Pelones (127.8 Ma) reportan edades de depósito previas o contemporáneas a la acreción del Terreno Guerrero. Esto, aunado con la gran cantidad de fallas cenozoicas, podría explicar el porqué de la gran dispersión de los datos estructurales colectados en esta área.

6.2. EVENTOS DE DEFORMACIÓN COMPRESIVOS

Las rocas mesozoicas más antiguas se localizan en la parte central de Sierra de los Cuarzos, donde también se localiza la cabalgadura Encino Rizudo con rumbo promedio NE-SW (Figura 7c). A pesar de que esta cabalgadura tiene una orientación ortogonal a la acreción del Terreno Guerrero o a la formación del Orógeno Mexicano, Martini *et al.* (2013) documentan un evento con una orientación y vergencia similar en el área de Guanajuato asociado a la acreción del Terreno Guerrero. Estos autores consideran que la acreción sucede en un cinturón de sutura complejo, el cambio en la dirección del transporte tectónico se debe a la geometría compleja del cinturón. A finales de la acreción en zonas locales, este cinturón presenta cambios en la cinemática con respecto a la dirección de transporte regional. De acuerdo con la orientación y la dirección de transporte de la cabalgadura Encino Rizudo, así como la edad de las rocas que corta, se podría considerar que esta cabalgadura corresponde a un primer evento (D1) que ocurrió a finales de la acreción del Terreno Guerrero. Este evento afectó a las rocas más antiguas de la Sierra de los Cuarzos

El segundo evento D2 es evidenciado por las fallas inversas en San Miguel de Allende y Sierra de los Cuarzos (Figuras 6b y 7b), así como los contactos cizallados entre las unidades mesozoicas al sur de San Miguel de Allende (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b) y al oriente de Sierra de los

Cuarzos (Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014). Las fallas inversas presentan un rumbo promedio general NW-SE y los contactos cizallados muestran una dirección de transporte tectónico al SW. El evento D2 está limitado por la edad de depósito de la unidad vulcanosedimentaria (110 Ma) obtenida en Juriquilla y San Miguel de Allende. Ya que la deformación es contemporánea o posterior al depósito, el evento D2 es posterior a la acreción del Terreno Guerrero. De esta forma, la Sierra de los Cuarzos está afectada por dos eventos contractivos: D1, manifestada por la cabalgadura Encino Rizudo con rumbo NE-SW y vergencia al SE. D2, manifestado por las fallas inversas con rumbo NW-SE y vergencia la SW. Por su parte, en Juriquilla y San Miguel de Allende se observa sólo el evento D2 evidenciado por fallas inversas con rumbo NW-SE.

Un método menos ambiguo para identificar el eje de máxima compresión es a través de las estrías de fallas. Para ello se colectaron datos de estrías formadas en planos de fallas inversas, así como formadas por el desplazamiento entre capas (Figura 8). Mediante el cálculo de diedros en el programa Win-Tensor (Delvaux, y Sperner, 2003) se observa que, en la mayoría de los afloramientos, el eje de máxima compresión tiene una orientación NNE-SSW que es similar a la dirección de transporte tectónico estimada mediante las fallas inversas.

En el sur de San Miguel de Allende y en el área de Juriquilla, el eje de máxima compresión tiene orientaciones diferentes (Figura 8). Los modelos de Juriquilla difieren del resto debido a que las estrías se formaron principalmente por el desplazamiento entre capas. De esta forma, el desplazamiento se encuentra limitado por el plano de estratificación que contiene a la estría. El estado de esfuerzos obtenido a partir del desplazamiento entre capas en el lado occidental de Juriquilla muestra desplazamiento lateral derecho. Por su parte, el estado de esfuerzos obtenido en el lado oriental de Juriquilla muestra desplazamiento lateral izquierdo. Por lo tanto, los estereogramas medidos en Juriquilla muestran desplazamiento

lateral, que no necesariamente implica fallamiento lateral, puesto que el desplazamiento se contuvo entre capas. Si bien el SFTSMA en el área de estudio no presenta reportes de fallamiento lateral, autores como Alaniz-Álvarez *et al.* (2002b), Tristán-González *et al.* (2009), Aranda-Gómez y McDowell (1998) y Botero-Santa *et al.* (2015) han documentado fallamiento lateral para el centro de México. De igual forma las relaciones angulares entre el clivaje y la estratificación muestran desplazamientos laterales tanto en la parte oriental, como occidental del área Juriquilla. Otra hipótesis que podría explicar este cambio en la orientación del eje de máxima compresión en Juriquilla y sur de San Miguel de Allende podría corresponder a un posible tercer evento de deformación, esto podría explicar la existencia de algunos planos axiales de pliegues ortogonales al eje de máxima compresión NNE-SSW. No obstante, estos pliegues corresponden a pliegues pequeños formados en los estratos menos competentes, además en campo no se observa ninguna otra evidencia sobre este tercer evento. Podría ser el inicio de un tercer evento, no obstante, el evento no pliega estratos más competentes ni forma fallas inversas con rumbo NW-SE.

Datos de fechamiento de deformación por K-Ar realizadas en micas blancas sobre una zona de cizalla en rocas del Cretácico Superior dentro de la Sierra de los Cuarzos sugieren un rango de edad de la deformación de entre 82 y 79 Ma (Martini *et al.*, 2016). Este rango de edad es congruente con edades de deformación obtenidas en rocas del Mesozoico que afloran en el área de Tolimán (Fitz-Díaz *et al.*, 2014; Garduño-Martínez *et al.*, 2015; Guerrero-Paz *et al.*, 2020). Adicionalmente, en el área de Mineral de Pozos, se han reportado edades de exhumación ZHe en un rango de 66 Ma y 55 Ma (Juárez-Arriaga *et al.*, 2019b). Si bien, la edad de depósito ayuda a establecer un límite para la edad de la deformación, es recomendable obtener la edad de deformación de las unidades cretácicas de San Miguel de Allende y Juriquilla. Esto para diferenciar si la deformación es contemporánea al depósito o si pertenece a algún evento reportado de hace ~80 Ma, al de 66-55 Ma o a ambos.

6.3. DIRECCIÓN DE TRANSPORTE TECTÓNICO DEL EVENTO D2

Para determinar la dirección de transporte tectónico del evento D2, se utilizaron relaciones angulares entre clivaje y estratificación, orientación de fallas inversas y vergencia de pliegues. El rumbo de las fallas inversas muestra que el eje de máxima compresión tiene una orientación aproximada NE-SW. La dirección de transporte tectónico es al SW que se evidencia mediante los contactos cizallados de las rocas mesozoicas que

se observan en San Miguel de Allende y Sierra de los Cuarcos (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b; Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014).

La vergencia de los pliegues es otra manera para determinar la dirección de transporte tectónico, en el área de estudio el ejemplo más claro corresponde a los pliegues formados en la sección B-B' del área de San Miguel de Allende, ahí la dirección de transporte tectónico es al WSW. Los datos estructurales medidos en Juriquilla igual sugieren la presencia de un gran pliegue, los datos

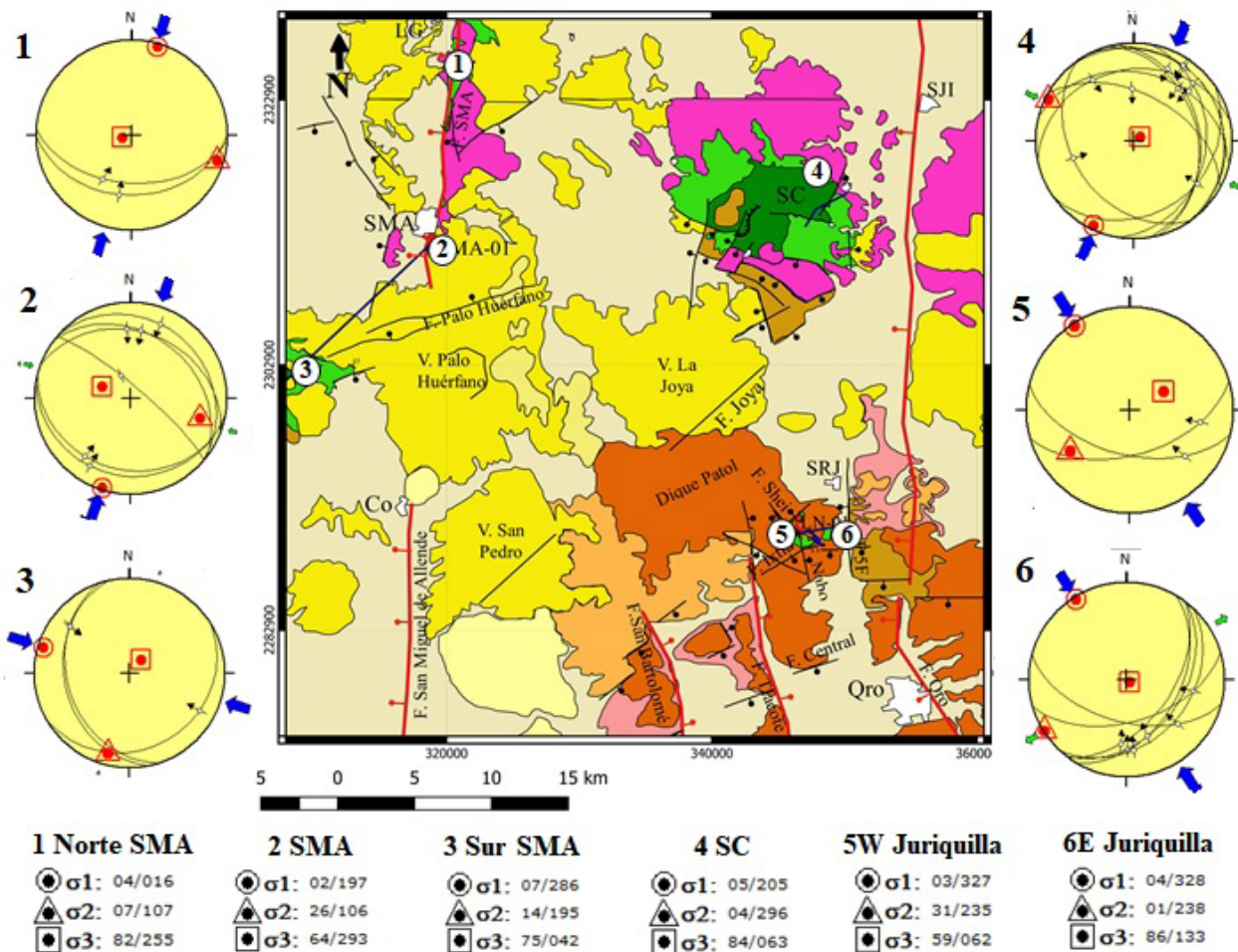


Figura 8 Paleoesfuerzos de la zona de estudio. La mayoría de los esfuerzos muestran que el eje de máxima compresión (σ_1) tiene una orientación NNE-SSW. Cada estereograma contiene a las estrias de los diferentes puntos de muestreo: 1 Norte SMA, parte norte de San Miguel de Allende; 2 SMA, parte central de San Miguel de Allende; 3 Sur SMA, parte sur de San Miguel de Allende; 4 SC, parte oriental de Sierra de los Cuarcos; 5 W Juriquilla, parte occidental de Juriquilla; 6 E Juriquilla, parte oriental de Juriquilla. Para el área de Juriquilla y al sur de San Miguel de Allende las estrias muestran el desplazamiento entre capas, por lo que el desplazamiento se encuentra contenido dentro del plano de estratificación. Los planos negros corresponden a los planos que contienen a las estrias. La simbología y abreviaturas son la misma que en la figura 3.

de clivaje y estratificación pueden ser interpretados como dos flancos de un pliegue regional, del cual se puede obtener la vergencia y con ello la dirección de transporte tectónico para el área de Juriquilla.

La estratificación y el clivaje en San Miguel de Allende y Sierra de los Cuarzos presentan datos muy dispersos (Figuras 6b y 7b). La dispersión de estos datos puede ser producto de: a) La rotación de los datos estructurales debido a extensión cenozoica manifestada en los tres diferentes sistemas de fallas normales; b) dos eventos de acortamiento en una orientación casi ortogonal, y c) deformación sinsedimentaria ocurrida durante el depósito de las unidades mesozoicas, esto principalmente se observa en el área de Sierra de los Cuarzos donde se localizan las rocas más antiguas y existen reportes de deformación sinsedimentaria (Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014). De igual forma hay que considerar la distribución espacial de los datos estructurales tomados, esto está limitado a los pocos afloramientos del Mesozoico principalmente en San Miguel de Allende y Juriquilla, donde las rocas mesozoicas son expuestas por el fallamiento normal cenozoico. Las fallas cenozoicas que exponen a las rocas mesozoicas de igual forma pudieron modificar la cinemática de la deformación mesozoica.

Como se ha mencionado previamente, la cinemática de la deformación compresiva mesozoica está influenciada por la deformación cenozoica. Sin embargo, es complicado estimar cuánto ha sido modificado. Un ejercicio efectivo para rotar los datos y con ello restaurar la cinemática de la deformación mesozoica es volver a la horizontal los estratos depositados inmediatamente sobre las rocas mesozoicas. No obstante, sólo en el área de Juriquilla se realiza rotaciones de los datos estructurales mesozoicos, ya que en las demás zonas sobre la litología mesozoica no existe depósito o fue erosionado. Para realizar la rotación, se utilizaron como ejes de rotación el rumbo de una pseudo-estratificación ($245^{\circ}/16^{\circ}$ al SE) del Basalto Querétaro para el flanco occidental y; el contacto entre un basalto y una toba ($336^{\circ}/20^{\circ}$ al SW) para el flanco oriental. Debido a esta rotación el flanco

oriental del pliegue regional tiene un rumbo 13° con echado de 37.5° al E; mientras que el flanco occidental tiene un rumbo promedio de 136.5° con un echado de 53° al SW (Figura 9). El plano axial del pliegue regional se calcula a partir del ángulo bisector medido entre ambos flancos (Figura 9). El plano axial tiene un rumbo de 341° y un echado de 80° al ENE (Figura 9, plano azul). De acuerdo con el plano axial del pliegue regional se establece una dirección de transporte tectónico al WSW.

De igual forma, los polos de los planos axiales de los pliegues secundarios forman una guirnalda cuyo plano tiene un rumbo $235^{\circ}/52^{\circ}$ (Figura 9). Este plano es casi ortogonal al plano axial del pliegue regional formado a partir de los datos de estratificación, por lo que se podría considerar que todos pliegues medidos en la zona Juriquilla forman parte de un anticlinorio (Figura 9). El anticlinorio tendría una orientación NE-SW y de acuerdo con su plano axial, tendría una vergencia al WSW.

Otro aspecto que ayuda a determinar la dirección de transporte tectónico es el clivaje medido en ambos flancos del anticlinorio. Para este análisis también fueron rotados los datos de clivaje. En el flanco occidental se observa un clivaje axial casi paralelo a la estratificación; para el flanco oriental además del clivaje axial, se observa clivaje de crenulación en estratos delgados menos competentes. El clivaje de crenulación se puede desarrollar durante un evento continuo de plegamiento como lo es la cizalla simple (Viola y Mancktelow, 2005). Durante la cizalla simple el clivaje rotará en el mismo sentido que la cizalla, y el flanco opuesto al sentido de la cizalla desarrollará un clivaje opuesto (clivaje de crenulación). Debido a que el clivaje de crenulación únicamente se observa en el flanco oriental, el sentido de la cizalla será hacia el WSW que coincide con lo reportado en San Miguel de Allende y Sierra de los Cuarzos reportado en este trabajo.

Si bien nuestros datos son contrarios a la dirección de transporte tectónico del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018; 2019), varios autores han documentado resultados

similares en la parte más distal de la cuña del orógeno (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2013; Palacios-García y Martini, 2014). En la parte sur del SFTSMA también se ha observado una dirección de transporte tectónico al SW (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008). En la Sierra de los Cuarzos las unidades mesozoicas más jóvenes también han reportado

una dirección de transporte tectónico al SW (García-Palacios y Martini, 2014; Martini *et al.*, 2016).

Una vez establecida la dirección de transporte tectónico en el área de estudio y observando que otros autores han documentado una dirección de transporte similar sobre el SFTSMA (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008), se prosigue a comparar

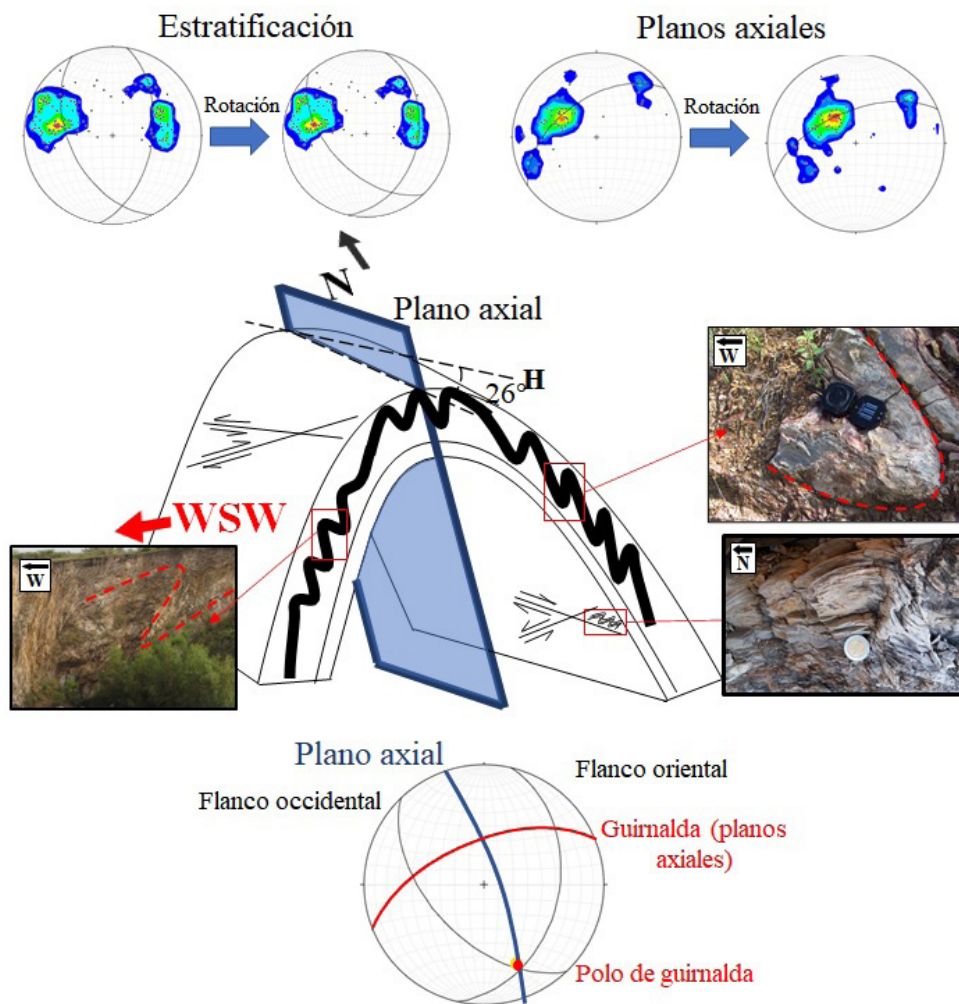


Figura 9 Representación esquemática del pliegue regional o anticlinorio de la zona Juriquilla. El pliegue fue rotado usando como eje de rotación la litología subyacente depositada sobre la litología cretácica de cada flanco. En la parte superior se observan los estereogramas de la estratificación y planos axiales sin rotar y rotados. El plano axial resultante de la rotación ($341^{\circ}/80^{\circ}$ al NE) indica una dirección de transporte tectónico hacia el WSW. En su flanco oriental se observan pliegues secundarios con geometría S que apoyan la geometría del pliegue, en las capas menos competentes se desarrolla clivaje de crenulación. En el flanco occidental se observan algunos pliegues con geometría Z. Al graficar todos los polos de los planos axiales se forma una guirnalda, por lo que se considera que todos los pliegues forman parte de una estructura regional mayor (anticlinorio). El estereograma inferior muestra que el plano axial (color azul) es ortogonal a la guirnalda (plano rojo) formada de los polos del plano axial.

nuestros datos con áreas adyacentes. Hacia la parte oriental, Fitz-Díaz *et al.* (2012) realizan un perfil geológico-estructural sobre el CPCM cuyo punto más a occidental corresponde a la secuencia Tolimán a ~80 km al oriente de Juriquilla (Figura 1). En Tolimán se observa que la dirección de transporte tectónico es hacia el NE (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). Por su parte, el trabajo de Reyes-Reyes y Luna-Castro (1998) muestra que en el área de Mineral de Pozos (a ~30 km al norte de Sierra de los Cuarzos, figura 1) el contacto entre las unidades cretácicas es una zona de cizalla con dirección de transporte tectónico hacia el NE.

En el área de Guanajuato Martini *et al.* (2013) documentan pliegues y cabalgaduras en unidades mesozoicas. Se reportan diferentes direcciones de transporte tectónico asociadas a la acreción del Terreno Guerrero sobre el núcleo continental (Martini *et al.*, 2013). Sin embargo, la cabalgadura más joven que afecta a las unidades del Cretácico Superior presenta una dirección de transporte tectónico al SW, similar a la documentada en este trabajo (Martini *et al.*, 2013). Estos autores proponen que las variaciones en la dirección del transporte tectónico corresponden a eventos locales.

De acuerdo con lo documentado en este trabajo y lo documentado por otros autores, hacia el oriente del área de estudio se tiene una dirección de transporte tectónico hacia el noreste. Mientras que del área de estudio hacia el occidente se reporta una dirección de transporte tectónica hacia el suroeste. Este cambio no es tan marcado, y se podría limitar a un alcance local; sin embargo, esta dirección de transporte tectónico está reportada en varios puntos al sur del área de estudio dentro del SFTSMA. Algunas hipótesis del porque existe un cambio en la dirección del transporte tectónico se presentan en la sección 6.4 de la discusión.

6.4. MECANISMOS DE VERGENCIA DE LA DIRECCIÓN DEL TRANSPORTE TECTÓNICO

La dirección de transporte observada en la mayoría de los afloramientos en este trabajo coincide con datos de otros autores (Salinas-Prieto *et al.*,

2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014). El cambio en la dirección de transporte tectónico ocurre en la margen occidental del Orogénico Mexicano, donde el SFTSMA actúa como límite. La explicación del cambio en la dirección de transporte no es trivial, necesita un trabajo más extenso de análisis cinemático y estimación de la deformación, así como modelado numérico y/o analógico.

Sin embargo, si se toman en cuenta algunas consideraciones como las condiciones mecánicas del modelo de la cuña crítica, es posible que el cambio en la dirección de transporte se deba a efectos de retrodeformación. El modelo de la cuña orogénica ha sido usado para explicar las variaciones en la deformación de las rocas sedimentarias en la parte central del CPCM. Esta hipótesis se basa en la posición de las rocas del área de estudio dentro de la cuña crítica propuesta por Fitz-Díaz *et al.* (2012). En la zona de traspaís suele existir un acomodo de la deformación mediante retrodeformación durante el desarrollo de una cuña orogénica (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Dahlen y Barr, 1989; Dahlen, 1990). De esta forma las estructuras que se forman más alejadas del frente de la cuña orogénica son estructuras de alto ángulo y presentan una vergencia opuesta a la dirección de la cuña (Figura 10b). No obstante, en el área de estudio sólo en la parte oriental del área Juriquilla y en algunas fallas del sur de San Miguel de Allende se observan fallas inversas de alto ángulo.

Una segunda hipótesis está relacionada con heterogeneidades en el basamento donde se despegó el paquete sedimentario deformado (Figura 10c). El área de estudio se localiza entre la CMCM y la PVSLP. La zona de estudio también está localizada en la margen oriental de la zona de sutura del Terreno Guerrero y el núcleo continental, y actualmente en el mismo sitio donde se encuentra la zona de falla Taxco-San Miguel de Allende. Esto sugiere que es una frontera cortical reactivada en varios lapsos de la historia geológica del centro de México (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005). Por lo tanto, el SFTSMA podría ser una heterogeneidad

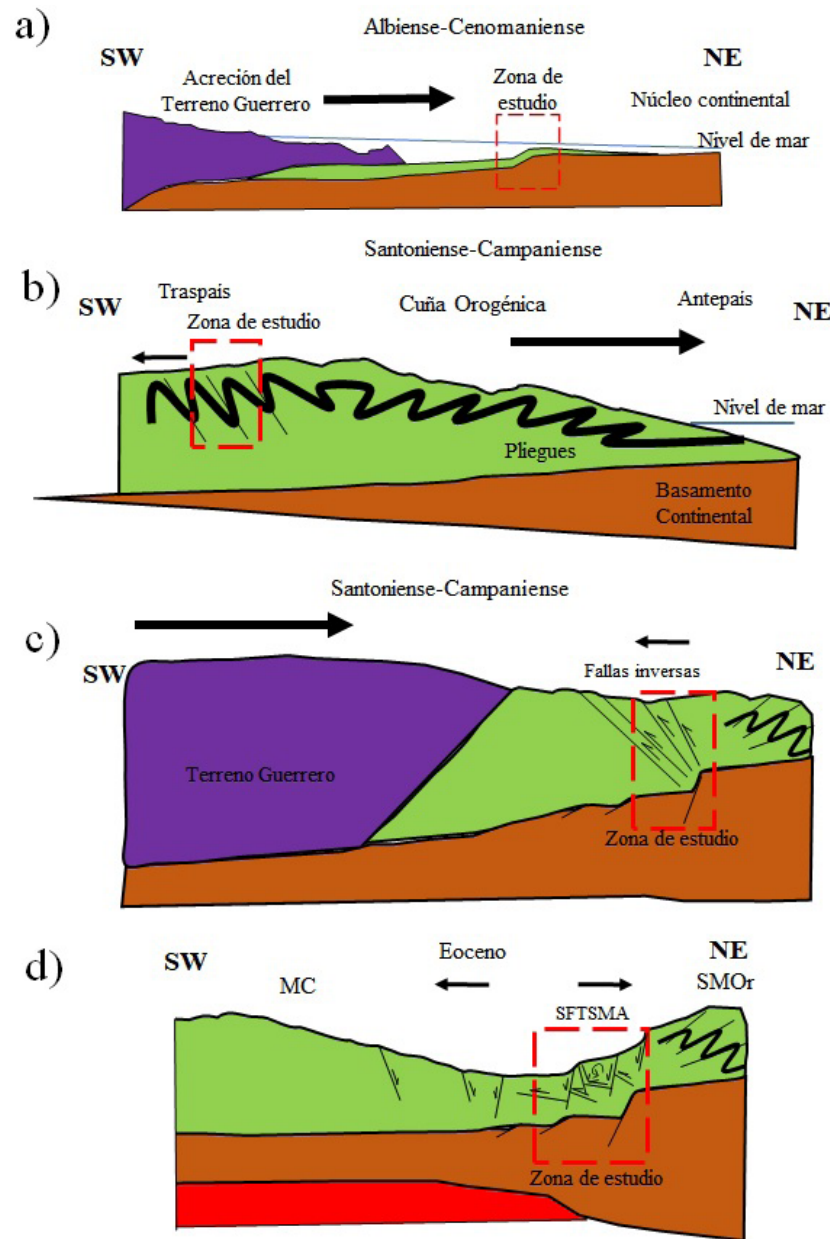


Figura 10 Posibles modelos para explicar el cambio en la dirección del transporte tectónico en el Orógeno Mexicano. Los recuadros rojos indican la localización del área de estudio. a) Zona de estudio previo a la formación del Orógeno Mexicano. b) Modelo de retrodeformación en la cuña orogénica, en el Traspais, la parte más alejada de la cuña, se forman fallas inversas con vergencia opuesta a la dirección de transporte de la cuña orogénica. c) Modelo que propone la existencia de un desnivel paleogeográfico dentro del área de estudio que pudo generar patrones estructurales con vergencias opuestas en la parte oriental y occidental del desnivel. Este desnivel pudo ser producto de un límite cortical formado previo a la formación del Orógeno Mexicano. d) Para el Eoceno la extensión cenozoica genera fallas normales (sintéticas y antitéticas) que rotan y basculan la cinemática de las estructuras mesozoicas; estas fallas normales pueden cambiar el alto ángulo que presentan las fallas inversas con vergencia opuesta generadas durante el Santoniense-Campaniense. Dichas fallas extensivas cenozoicas están representadas por el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) y se localizan sobre el antiguo desnivel paleogeográfico.

cortical, las heterogeneidades corticales ayudan a la localización de la deformación durante un evento orogénico y pueden distorsionar el patrón preferencial del transporte tectónico (Dixon, 2004; Magaña-Castillo, 2018). Esta heterogeneidad podría estar manifestada a través de un antiguo desnivel topográfico. Este desnivel topográfico fue documentado en calizas de plataforma del Jurásico Superior (Carrillo-Bravo, 1971), y estaría evidenciado por el ambiente marino profundo en que se infiere se depositó la unidad vulcanosedimentaria. Ya que el desnivel se formó previo al Orógeno Mexicano, la deformación se concentraría en la parte superior del desnivel, en los horizontes evaporíticos. Debido a ello, el Orógeno Mexicano se mantendría como un orógeno de piel delgada. Adicionalmente, las rocas cretácicas que presentan una dirección de transporte tectónico opuesta a la del CPCM se localizan sobre o muy cerca del SFTSMA (Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014), lo que apoyaría esta hipótesis.

La deformación cenozoica modifica la cinemática original de la deformación mesozoica. Sin embargo, es complicado determinar la cantidad de rotación o basculamiento de las estructuras contractivas. Inclusive no se puede descartar la idea de que la deformación cenozoica haya basculado las fallas inversas de alto ángulo (Figura 10d). A pesar de que el SFTSMA ha tenido varios periodos de reactivación (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; 2002a; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), y es el límite entre la MC y SMO_r, existen pocos afloramientos que muestren directamente el contacto entre las rocas sedimentarias mesozoicas y las rocas eocénicas dentro del área de estudio. Cabe mencionar que para el centro del país los basculamientos máximos ocurrieron durante el Eoceno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Además, los rumbos de las capas cenozoicas no son iguales alrededor de la zona mesozoica dentro del área de estudio, por lo que, es difícil analizar la rotación. Por otra parte, la mayoría de las capas cenozoicas del área de estudio tiene echados menores a 20° (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, Xu *et*

al., 2011; Núñez-Silva, 2020). Si se hace una rotación con estos datos, las rotaciones de las estructuras mesozoicas no variarían lo suficiente para ser consideradas de alto grado. Trabajos como el de Del Pilar-Martínez *et al.* (2020) documentan inclusive deformación triaxial en la parte norte del área de estudio, lo que dificulta más restablecer los datos mesozoicos. De las tres áreas sólo en el área de Juriquilla analizamos una rotación, la cual cuantifica un poco la variación de los datos mesozoicos afectados por la deformación cenozoica.

Para poder discernir entre estas dos ideas sería conveniente realizar en futuras investigaciones modelos analógicos y/o numéricos considerando cambios laterales reológicos dentro de la cuña crítica. Así como realizar estudios geofísicos como perfiles sísmicos orientados con la misma dirección de transporte (NE-SW) para observar la distribución de los horizontes sedimentarios y su basamento.

7. Conclusiones

Entre las localidades de Juriquilla, Querétaro y San Miguel de Allende, Guanajuato se distinguieron dos unidades cretácicas. La unidad inferior denominada informalmente como unidad vulcanosedimentaria, correspondiente una sucesión de arenisca, lutita y caliza, con una edad del Albiano temprano obtenida del fechamiento U-Pb de circón detrítico. La unidad superior denominada informalmente como unidad calcárea, corresponde a una intercalación de areniscas, calizas y lutitas, cuya edad se infiere del Albiano por sus relaciones estratigráficas.

Se identifican dos eventos de deformación contractivos para el área de Sierra de los Cuarzos y un evento de deformación contractivo para las zonas San Miguel de Allende y Juriquilla. El evento D1 observado en las rocas más antiguas de Sierra de los Cuarzos tiene una dirección de transporte tectónico hacia el SE. Por su parte el evento D2 observado en las rocas mesozoicas más jóvenes de Sierra de los Cuarzos y en las rocas mesozoicas de San Miguel de Allende y Juriquilla tienen una

dirección de transporte tectónico hacia el SW. La edad de D1 posiblemente sea contemporánea al final de la acreción del Terreno Guerrero. Por su parte, las edades U-Pb permiten establecer un límite en la edad del evento D2, siendo esta menor que 110 Ma.

Por lo anterior, este evento de deformación se podría relacionar con la formación del Orógeno Mexicano. La dirección de transporte tectónico para D1 y D2 en la zona de estudio es diferente a la que se observa en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Esta dirección de transporte puede ser producto de retrodeformación, y/o heterogeneidades en el basamento. Para la última hipótesis, el SFTSMA podría funcionar como una heterogeneidad cortical heredada que ayuda a la localización de la deformación durante el evento orogénico. Para el Cenozoico tanto el SFTSMA como otros sistemas de fallas normales rotan y basculan las estructuras contractivas mesozoicas.

Al comparar la dirección de transporte tectónico de áreas adyacentes y más al sur del área de estudio, sobre la traza del SFTSMA se observa que este sistema de fallas corresponde a un parteaguas en la vergencia de la dirección de transporte tectónico del Orógeno Mexicano. Hacia el oriente del SFTSMA la vergencia es hacia el NE. Mientras, hacia el occidente del sistema de fallas la vergencia es hacia el SW. La dirección de transporte opuesta entre cada bloque del SFTSMA brinda un elemento más para que el sistema de fallas sea considerado como un límite cortical.

Contribuciones de los autores

Conceptualización: Alaniz-Álvarez S.A., Cid-Villegas G., Vásquez-Serrano A. *Análisis y adquisición de datos:* Cid-Villegas G., Vásquez-Serrano A., Xu S-S. *Desarrollo metodológico técnico:* Vásquez-Serrano A., Xu S-S., Alaniz-Álvarez S.A., *Redacción del manuscrito original:* Cid-Villegas G. *Redacción de manuscrito corregido y editado:* Cid-Villegas G., Xu S-S, Vásquez-Serrano A., Alaniz-Álvarez S.A.,

Juárez-Arriaga E. *Diseño gráfico:* Cid-Villegas G. *Trabajo de Campo:* Cid-Villegas G., Vásquez-Serrano A., Xu S-S. *Interpretación de datos:* Cid-Villegas G. Vásquez-Serrano A., Xu S-S. *Financiamiento:* Alaniz-Álvarez S.A., Xu S-S. *Procesamiento de datos geocronológicos y petrografía de las muestras:* Cid-Villegas G., Juárez-Arriaga E.

Financiamiento

El financiamiento de esta investigación fue proporcionado mediante los proyectos PAPIIT IN107219 y IN102919

Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo de Carlos Ortega Obregón y Luigi Solari del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM en la preparación de muestras para el análisis U-Pb y en la reducción de datos. El primer autor agradece al CONACYT por la beca de posgrado otorgada. De igual forma G. Cid-Villegas agradece a: Erik Medina Romero, Lenin Ivan Valdez Barrera, Andrea Billarent Cedillo, Cecilia Mata, Alexis del Pilar Martínez, Alejandro Rodríguez Trejo y Sheila Irais Peña Corona, por el apoyo en el trabajo de campo y la preparación del manuscrito. Agradecemos los comentarios de los revisores del manuscrito, Eliza Fitz-Díaz y un revisor anónimo, cuyos comentarios enriquecieron este artículo.

Conflicto de intereses

Los autores de este trabajo no presentan ningún conflicto de interés con ningún otro autor, centro de investigación o grupo de trabajo relacionado a la presente investigación.

Referencias

Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2001, The Amazcala caldera, Queretaro, Mexico.

- Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 111, 203-218. [http://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00227-X](http://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00227-X)
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.D., 1998, Paleogene Extension in the Southern Basin and Range Province of Mexico: Syndepositional Tilting of Eocene Red Beds and Oligocene Volcanic Rocks in the Guanajuato Mining District: International Geology Review, 40, 116-134. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819809465201>
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, 65-82. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a4>
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vasallo-Morales, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación de la región San Miguel de Allende-Querétaro: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18, 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo-Morales, L.F., Xu, S.S., 2002a, El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 55, 12-29. <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a4>
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002b, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00247-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00247-0)
- Botero-Santa, P.A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., López-Martínez, M., Levresse, G., Xu, S., Ortega-Obregón, C., 2015, Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 32, 84-98.
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H.R., Harrison, C.G.A., 2000, Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region, southern Mexico: Journal of Geology, 108, 427-446. <http://doi.org/10.1086/314414>
- Campos-Enríquez, J.O., Kerdan, T., Morán-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Sánchez-Castellanos, E., Alday-Cruz, R., 1994, Estructura de la litósfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer: Geos, Boletín Informativo, Unión Geofísica Mexicana, 12, 75-76.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23, 1-110.
- Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2000, The geological evolution of the southern Sierra de Guanajuato; a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: International Geology Review, 42, 131-151. <https://doi.org/10.1080/00206810009465073>
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: Geobios, 21, 125-135.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 29, 179-203.
- Dahlen, F.A., 1990, Critical taper model of fold and thrust belts and accretionary wedges: Annual Reviews Earth Planetary Sciences, 18, 55-99. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.18.050190.000415>
- Dahlen, A., Suppe, J., Davis, D., 1984, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive coulomb theory: Journal

- of Geophysical Research, 89, 10087–10101. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10087>
- Dahlen, F.A., Barr, T.D., 1989, Brittle frictional mountain building 1: deformation and mechanical energy Budget: Journal of Geophysical Research, 94, 3923–3947. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03906>
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Journal of Geophysical Research, 88, 1153–1172. <http://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153>
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009, Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database: Earth and Planetary Science Letters, 288, 115–125. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.013>
- Delvaux, D., Sperner, B., 2003, Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program, in New Insights into Structural Interpretation and Modelling, D. Nieuwland Ed.: The Geological Society of London, Special Publications, 212, 75–100.
- Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, 2020, Development of a brittle triaxial deformation zone in the upper crust: the case of the southern Mesa Central of Mexico: Tectonics, 39, e2020TC006166. <https://doi.org/10.1029/2020TC006166>
- Dixon, J.M., 2004, Physical (centrifuge) modeling of fold-thrust shortening across carbonate bank margins Timing, vergence, and style of deformation, in McClay, K.R., (ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 223–238. <https://doi.org/10.1306/M82813C12>
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 1–26. <https://doi.org/10.18268/bsgm2000v53n1a1>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, B., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: Tectonophysics, 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Camprubí, A., Rubio-Ramos, M.A., Prol-Ledesma, R.M., 2008, Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25, 59–81.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vásquez-Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: Geosphere, 8, 931–949. <https://doi.org/10.1130/GES00759.1>
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., van der Pluijm, B., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (central Mexico): Evidence from isotopic dating of folds and faults: International Geology Review, 56, 734–755. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.896228>
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Caballero, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: Earth-Science Reviews, 183, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Gámez-Ordaz, V., Ávila-Ramos, F.J., 2017, Carta geológico-minera Buenavista, F14-C55, 1: 50,000: Pachuca, Hidalgo., Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.
- Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Solé, J., Martini, M., Alcalá-Martínez, J.R., 2015, K-Ar illite-mica age constraints on the formation and reactivation of the El Doctor fault zone, central Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 32, 306–322.
- Guerrero-Paz, D.N., Abdullin, F., Ortega-Flores, B., Solari, L., Ortega-Obregón, C., Juárez-Arriaga, E., 2020, Late Cretaceous to Eocene denudation history of the Tolimán area, southern Sierra Madre Oriental, central Mexico, in Martens, U., Molina

- Garza, R.S., (eds.), Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins: Geological Society of America Special Paper 546, 1-13. [https://doi.org/10.1130/2019.2546\(18\)](https://doi.org/10.1130/2019.2546(18)).
- Hudleston, P.J., Treagus, S.H., 2010, Information from folds: A review: *Journal of Structural Geology*, 32, 2042-2071. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.08.011>
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Stockli, D.F., Solari, L., 2019a, Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, north-central and northeastern Mexico: *International Geology Review*, 61, 2118-2142. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1581848>
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Stockli, D.F., Solari, L., Martens, U., 2019b, Late Cretaceous-Paleocene stratigraphic and structural evolution of the central Mexican fold and thrust belt, from detrital zircon (U-Th)/(He-Pb) ages: *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102264>
- Kerdan, T.P., 1992, Estructura de la corteza y manto superior en el norte de México (a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México), CDMX, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 347 p.
- Ludwig, K.R., 2012, Isoplot/Ex 3.6: A Geochronologic Toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 77 p.
- Magaña-Castillo, L., 2018, Análisis del efecto de la geometría del límite cuenca-plataforma en la deformación de las rocas de la Cuenca de Zimapán a través de experimentos analógicos: CDMX, México, Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura, 129 p.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con texto.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): late Jurassic-early cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane: *The Journal of Geology*, 119, 597-617. <http://dx.doi.org/10.1086/661989>
- Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., 2013, Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: New insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones: *International Geology Review*, 55, 574-589. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2012.729361>
- Martini, M., Solé, J., Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Omaña, L., 2016, Evidence for two Cretaceous superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontologic and K-Ar geochronologic data from the Sierra de los Cuarzos: *Geosphere*, 12, 1-14. <http://dx.doi.org/10.1130/GES01275.1>
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999a, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111%3C0347:VOCEAV%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111%3C0347:VOCEAV%3E2.3.CO;2)
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999b, Carta geológico-minera San Miguel de Allende F14-C54, 1: 50,000: Pachuca, Hidalgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí i Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57,

- 285-318. <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a3>
- Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2007, Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution, en Alaniz-Álvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F., (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, 41–70. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(02\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(02))
- Núñez-Silva, D.E., 2020, Evolución de los sistemas de fallas entre San Miguel de Allende y San José Iturbide, Taxco el Viejo, Guerrero: México, Universidad Autónoma de Guerrero, Escuela Superior de Ciencias de la Tierra, Tesis de licenciatura, 117 p.
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T.F., y Ortega-Obregón, C., 2014, Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation: *International Geology Review*, 56, 237-261. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.844313>
- Ortiz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A., Flores-Castro, K., 2003, Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 27-40.
- Palacios-García, N.B., 2013, Análisis petro-tectónico de la sucesión mesozoica de la Sierra de los Cuarcos, centro de México: Reconocimiento de un depósito sintectónico relacionado con la acreción del terreno Guerrero: CDMX, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis de maestría, 154 p.
- Palacios-García, N.B., Martini, M., 2014, From back-arc rifting to arc accretion: the Late Jurassic–Early Cretaceous evolution of the Guerrero terrane recorded by a major provenance change in sandstones from the Sierra de los Cuarcos area, central Mexico: *International Geology Review*, 56, 1377-1394. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.938367>
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, 1-36. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J.G., 1996, Geología del volcán Palo Huérano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 174-183.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012, VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP–MS U–Pb geochronology data reduction: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36, 247–270. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 10(1), 6–25.
- Reyes-Reyes, N.A., Luna-Castro-H., 1998, Carta geológico-minera Mineral de Pozos F14-C45, 1: 50,000: Pachuca, Hidalgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto explicativo.
- Rivera, J., Ponce, L., 1986, Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad del grupo de las ondas Rayleigh: *Geofísica Internacional*, 25(3), 383-402. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1986.25.3.1223>
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, Special Issue, Geologic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico, 13, 389-402. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00031-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00031-6)

- Scripps Institution of Oceanography, 1994, ASCII file of Gravity Anomaly or Topography, University of California San Diego, actualizado 29 de abril 2019, disponible en: <https://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html>, consultado 29 de noviembre 2018.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: USA, Geological Society of America Special Paper, 278, 153p.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010, U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34, 5-18. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>
- Solari, L.A., González-León, C.M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., Rascón-Heimpel, M.A., 2018, The Proterozoic of NW Mexico revisited: U-Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications: *International Journal of Earth Sciences*, 107, 845-861. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1517-2>
- Spector, A., Grant, S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: *Geophysics*, 35 (2), 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., and Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, 230, 49-73. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90146-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90146-5)
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., 2009, Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic, stress model: *Tectonophysics*, 471, 136-152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.021>
- Vásquez-Serrano, A., Tolson, G., Fitz Díaz, E., Chávez Cabello, G., 2018, Influence of pre-tectonic carbonate facies architecture on deformation patterns of syntectonic turbidites, an example from the central Mexican fold-thrust belt: *Journal of Structural Geology*, 109, 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.02.004>
- Vásquez-Serrano, A., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Rangel-Granados, E., 2019, Shortening and kinematics of the Late Triassic rocks in the Tolimán area, central Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102303>
- Viola, G., Mancktelow, N.S., 2005, From XY tracking to buckling; axial plane cleavage fanning and folding during progressive deformation: *Journal of Structural Geology*, 27, 409-417. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.10.011>
- Wilson, J.R., Ward, W.C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, in Simon, J.A.T., Scott, R.W., Masse, J.P., (eds.), *Cretaceous carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 56, 35-50.
- Xu, S-S., Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez, L.M., 2011, Structural analysis of a relay ramp in the Querétaro graben, central Mexico: implications for relay ramp development: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, 275-289.

Tabla 1. Edades de circon detrítico de la muestra LN-01.

	Pb / ppm		Th (ppm) ¹	Th/U	20 ⁷ Pb/206Pb	±2σ abs	20 ⁷ Pb/235U	Proportiones Corregidas ²		208Pb/232Th	±2σ abs	206Pb/238U	±2σ abs	Rho	206Pb/238U	±2σ	20 ⁷ Pb/235U	±2σ	Edades Corregidas (Ma)		Disc %		
	U (ppm) ¹																						
Coordenadas: 20°42'24.2" N, 100°28'37.5" W																							
LN-01 Zm-34	416	291	0.6995	0.0488	0.0051	0.0130	0.1140	0.0169	0.0004	0.0057	0.0004	0.0057	0.0004	0.007	107.8	2.3	109	12	110	200	107.8	2.3	1.1
LN-01 Zm-09	285.9	136.8	0.7485	0.0484	0.0058	0.0140	0.1110	0.0169	0.0005	0.0058	0.0006	0.0058	0.0006	0.009	108.3	2.9	108	13	80	240	108.3	2.9	-0.3
LN-01 Zm-94	160.9	91.5	0.5687	0.0506	0.0067	0.0160	0.1220	0.0170	0.0006	0.0052	0.0006	0.0052	0.0006	-0.05	108.3	4	115	15	270	250	108.3	4	5.8
LN-01 Zm-05	54.5	25.5	0.4679	0.0660	0.0110	0.0300	0.1340	0.0170	0.0009	0.0063	0.0013	0.0063	0.0013	0.08	108.4	5.8	124	25	370	410	108.4	5.8	12.6
LN-01 Zm-55	92.5	36.64	0.3961	0.0520	0.0100	0.1180	0.1180	0.0270	0.0007	0.0067	0.0010	0.0067	0.0010	0.24	108.8	4.7	115	24	190	350	108.8	4.7	5.4
LN-01 Zm-39	283	229	0.8092	0.0508	0.0059	0.0140	0.1180	0.0171	0.0005	0.0051	0.0005	0.0051	0.0005	0.14	109.1	2.9	116	14	170	240	109.1	2.9	5.9
LN-01 Zm-93	137.5	89.8	0.6531	0.0595	0.0086	0.0200	0.1260	0.0171	0.0006	0.0058	0.0006	0.0058	0.0006	0.25	109.1	3.8	126	18	380	290	109.1	3.8	13.4
LN-01 Zm-65	271	131.7	0.4860	0.0460	0.0047	0.0110	0.1100	0.0172	0.0006	0.0056	0.0006	0.0056	0.0006	0.03	110.1	3.7	105.5	10	200	110.1	3.7	-4.4	4
LN-01 Zm-84	188.8	101.9	0.5397	0.0531	0.0066	0.0160	0.1240	0.0173	0.0005	0.0056	0.0006	0.0056	0.0006	-0.24	110.7	3.3	118	14	220	240	110.7	3.3	6.2
LN-01 Zm-41	322.7	186	0.5764	0.0507	0.0051	0.0120	0.1200	0.0173	0.0005	0.0056	0.0005	0.0056	0.0005	-0.03	110.8	3	114.1	11	210	200	110.8	3	2.9
LN-01 Zm-63	94.6	29.5	0.3118	0.0580	0.0095	0.0130	0.1320	0.0174	0.0008	0.0055	0.0012	0.0055	0.0012	-0.09	111	5.3	133	18	440	330	111	5.3	16.5
LN-01 Zm-91	179.1	88.6	0.4947	0.0517	0.0078	0.0140	0.1240	0.0174	0.0005	0.0060	0.0008	0.0060	0.0008	0.01	111.1	3.5	117	17	260	290	111.1	3.5	5.0
LN-01 Zm-10	190	92	0.4842	0.0484	0.0070	0.0170	0.1170	0.0174	0.0006	0.0061	0.0009	0.0061	0.0009	-0.11	111.3	3.8	111	15	50	270	111.3	3.8	-0.3
LN-01 Zm-16	240.1	107.3	0.4469	0.0515	0.0057	0.0130	0.1240	0.0175	0.0005	0.0056	0.0007	0.0056	0.0007	-0.11	111.6	3.4	118	12	180	220	111.6	3.4	5.4
LN-01 Zm-48	283	159.3	0.5629	0.0478	0.0054	0.0130	0.1130	0.0175	0.0005	0.0057	0.0004	0.0057	0.0004	0.18	111.8	3.3	108	12	40	220	111.8	3.3	-3.5
LN-01 Zm-92	193	99.8	0.5171	0.0551	0.0069	0.0160	0.1390	0.0176	0.0005	0.0049	0.0005	0.0049	0.0005	-0.05	112.2	3.4	131	14	440	230	112.2	3.4	14.4
LN-01 Zm-54	403	204	0.5062	0.0531	0.0045	0.0140	0.1240	0.0176	0.0004	0.0062	0.0006	0.0062	0.0006	-0.26	112.5	2.6	118.5	10	270	180	112.5	2.6	5.1
LN-01 Zm-45	254	128	0.5039	0.0485	0.0059	0.0140	0.1220	0.0177	0.0006	0.0056	0.0007	0.0056	0.0007	-0.30	113	4.1	116	13	190	250	113	4.1	2.6
LN-01 Zm-38	250	131	0.5240	0.0512	0.0051	0.0140	0.1300	0.0177	0.0006	0.0062	0.0006	0.0062	0.0006	0.32	113.3	4	123	13	220	210	113.3	4	7.9
LN-01 Zm-67	364	214	0.4879	0.0476	0.0043	0.0097	0.1157	0.0177	0.0004	0.0061	0.0004	0.0061	0.0004	-0.02	113.3	2.5	110.9	8.8	50	180	113.3	2.5	-2.2
LN-01 Zm-61	205.3	86.4	0.4208	0.0477	0.0064	0.0150	0.1350	0.0178	0.0006	0.0057	0.0007	0.0057	0.0007	0.06	113.6	3.7	109	13	-10	240	113.6	3.7	-4.2
LN-01 Zm-44	335.7	180.4	0.5374	0.0459	0.0046	0.0120	0.1170	0.0178	0.0005	0.0053	0.0005	0.0053	0.0005	0.10	113.8	3.3	111.9	11	40	180	113.8	3.3	-1.7
LN-01 Zm-57	103.1	61.9	0.6004	0.0535	0.0091	0.0130	0.1370	0.0178	0.0007	0.0061	0.0007	0.0061	0.0007	-0.09	113.9	4.4	138	19	340	320	113.9	4.4	17.5
LN-01 Zm-73	77.4	26.02	0.3362	0.0560	0.0120	0.0300	0.1340	0.0181	0.0008	0.0074	0.0012	0.0074	0.0012	0.01	115.5	5.1	123	26	240	440	115.5	5.1	6.1
LN-01 Zm-66	100.2	52.89	0.5278	0.0577	0.0093	0.0230	0.1430	0.0183	0.0007	0.0072	0.0010	0.0072	0.0010	-0.34	116.7	4.8	134	20	480	340	116.7	4.8	12.9
LN-01 Zm-81	313.6	146.2	0.4662	0.0507	0.0054	0.0140	0.1270	0.0183	0.0005	0.0066	0.0005	0.0066	0.0005	-0.03	116.8	3.3	121	12	240	220	116.8	3.3	3.5
LN-01 Zm-75	150	74.6	0.4973	0.0472	0.0073	0.0190	0.1190	0.0183	0.0007	0.0058	0.0007	0.0058	0.0007	0.06	117.1	4.3	113	17	-10	280	117.1	4.3	-3.6
LN-01 Zm-28	90.8	36.1	0.3976	0.0561	0.0091	0.0130	0.1390	0.0185	0.0007	0.0069	0.0010	0.0069	0.0010	0.08	118.4	4.4	130	20	280	320	118.4	4.4	8.9
LN-01 Zm-23	203	138.3	0.6813	0.0571	0.0070	0.0200	0.1330	0.0186	0.0007	0.0059	0.0006	0.0059	0.0006	-0.09	118.7	4.2	130	17	460	250	118.7	4.2	8.7
LN-01 Zm-89	81.6	44.7	0.4788	0.0600	0.0110	0.0280	0.1560	0.0189	0.0008	0.0058	0.0009	0.0058	0.0009	-0.08	120.5	5	144	24	430	310	120.5	5	16.3
LN-01 Zm-27	101.6	44.6	0.4390	0.0549	0.0097	0.0250	0.1440	0.0189	0.0007	0.0068	0.0010	0.0068	0.0010	-0.22	120.9	4.3	140	22	270	320	120.9	4.3	13.6
LN-01 Zm-31	127.5	48.4	0.3796	0.0488	0.0078	0.0260	0.1260	0.0190	0.0006	0.0071	0.0010	0.0071	0.0010	0.03	121	4.1	119	19	60	320	121	4.1	-1.7
LN-01 Zm-37	72.8	38.3	0.5261	0.0630	0.0120	0.0270	0.1610	0.0190	0.0008	0.0061	0.0010	0.0061	0.0010	-0.32	121.4	5	149	23	540	380	121.4	5	18.5
LN-01 Zm-22	285.5	110.3	0.3863	0.0507	0.0044	0.0130	0.1360	0.0191	0.0006	0.0061	0.0006	0.0061	0.0006	0.27	121.8	3.6	128.9	11	210	180	121.8	3.6	5.5
LN-01 Zm-58	86.8	39.7	0.4574	0.0520	0.0110	0.0300	0.1360	0.0191	0.0007	0.0070	0.0010	0.0070	0.0010	0.33	121.9	4.3	126	26	60	390	121.9	4.3	3.3
LN-01 Zm-21	97.3	49.1	0.5046	0.0540	0.0110	0.0270	0.1420	0.0192	0.0008	0.0073	0.0011	0.0073	0.0011	0.00	122.4	5.2	135	23	190	360	122.4	5.2	9.3
LN-01 Zm-87	65.8	39	0.5927	0.0570	0.0130	0.0280	0.1370	0.0192	0.0010	0.0053	0.0008	0.0053	0.0008	-0.24	122.4	6.3	127	25	200	410	122.4	6.3	3.6
LN-01 Zm-78	121.9	41.9	0.3437	0.0489	0.0075	0.0190	0.1270	0.0192	0.0007	0.0058	0.0010	0.0058	0.0010	-0.08	122.5	4.1	120	17	140	300	122.5	4.1	-2.1
LN-01 Zm-06	108.6	64.2	0.5912	0.0560	0.0092	0.0250	0.1420	0.0193	0.0009	0.0071	0.0010	0.0071	0.0010	-0.10	122.9	5.6	133	22	260	310	122.9	5.6	7.6
LN-01 Zm-33	92.7	61.8	0.6667	0.0506	0.0100	0.0260	0.1330	0.0193	0.0008	0.0069	0.0008	0.0069	0.0008	-0.11	122.9	5.3	124	23	10	350	122.9	5.3	0.9
LN-01 Zm-49	78.7	45.1	0.5731	0.0494	0.0069	0.0170	0.1250	0.0193	0.0010	0.0059	0.0009	0.0059	0.0009	0.08	123	6.2	119	16	140	280	123	6.2	-3.4
LN-01 Zm-99	50.4	24.4	0.4841	0.0620	0.0130	0.0350	0.1580	0.0193	0.0010	0.0059	0.0016	0.0059	0.0016	0.30	123.1	6.4	143	31	390	340	123.1	6.4	13.9
LN-01 Zm-01	87.1	43.4	0.4983	0.0517	0.0083	0.0280	0.1450	0.0194	0.0010	0.0068	0.0012	0.0068	0.0012	0.35	123.5	6.3	135	24	250	330	123.5	6.3	8.5
LN-01 Zm-03	360	121.4	0.3372	0.0460	0.0047	0.0130	0.1230	0.0194	0.0005	0.0057	0.0006	0.0057	0.0006	0.11	123.7	3.4	118	12	30	190	123.7	3.4	-4.8
LN-01 Zm-19	428	286	0.6682	0.0472	0.0040	0.0110	0.1259	0.0194	0.0005	0.0063	0.0005	0.0063	0.0005	-0.17	123.8	2.9	120.1	99	60	170	123.8	2.9	-3.1

Tabla 1. (Continuación) Edades de circón detrítico de la muestra LN-01.

	U (ppm) ¹				Th (ppm) ¹				Th/U				20 ⁷ Pb/206Pb				20 ⁷ Pb/235U				Proportiones Corregidas ²				Proporciones Corregidas ²				Edades Corregidas (Ma)				Disc %
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	20 ⁷ Pb/206Pb	±2σ abs	20 ⁷ Pb/235U	±2σ abs	20 ⁷ Pb/235U	±2σ abs	206Pb/238U	±2σ abs	208Pb/232Th	±2σ abs	Rho	206Pb/238U	±2σ	20 ⁷ Pb/235U	±2σ	20 ⁷ Pb/206Pb	±2σ	Best age (Ma)	±2σ											
LN-01_Zrn-68	80.6	34.5	0.4280	0.0560	0.0110	0.1490	0.0290	0.0194	0.0008	0.0078	0.0012	0.15	123.9	5.2	139	26	380	350	123.9	5.2	10.9												
LN-01_Zrn-77	90	32.5	0.3611	0.0445	0.0088	0.1260	0.0250	0.0194	0.0010	0.0051	0.0009	-0.04	124	6.3	122	23	60	350	124	6.3	-1.6												
LN-01_Zrn-29	82.1	50.1	0.6102	0.0650	0.0100	0.1640	0.0260	0.0195	0.0007	0.0074	0.0010	-0.27	124.2	4.7	152	22	540	340	124.2	4.7	18.3												
LN-01_Zrn-13	229.1	112.8	0.4924	0.0514	0.0072	0.1420	0.0170	0.0195	0.0005	0.0068	0.0007	-0.19	124.3	3.3	139	15	300	230	124.3	3.3	10.6												
LN-01_Zrn-90	69.2	56.3	0.8136	0.0580	0.0110	0.1600	0.0300	0.0195	0.0009	0.0056	0.0009	-0.15	124.7	5.5	147	26	360	360	124.7	5.5	15.2												
LN-01_Zrn-96	174.9	80	0.4574	0.0504	0.0058	0.1410	0.0160	0.0196	0.0007	0.0062	0.0007	0.30	124.9	4.3	136	14	220	220	124.9	4.3	8.2												
LN-01_Zrn-47	254	161	0.6339	0.0539	0.0048	0.1370	0.0130	0.0196	0.0006	0.0063	0.0005	-0.15	125.2	3.6	131.7	11	300	190	125.2	3.6	4.9												
LN-01_Zrn-53	701	537	0.7660	0.0603	0.0120	0.1440	0.0360	0.0196	0.0006	0.0064	0.0014	0.09	125.2	4	142	29	540	220	125.2	4	11.8												
LN-01_Zrn-50	143.6	119.9	0.8350	0.0560	0.0059	0.1470	0.0160	0.0196	0.0007	0.0069	0.0006	0.00	125.3	4.2	139	14	410	240	125.3	4.2	9.9												
LN-01_Zrn-76	93.6	34.77	0.3715	0.0590	0.0084	0.1570	0.0210	0.0198	0.0010	0.0067	0.0013	0.19	126.1	6.1	147	18	460	300	126.1	6.1	14.2												
LN-01_Zrn-26	225	77.1	0.3427	0.0482	0.0050	0.1300	0.0150	0.0198	0.0006	0.0059	0.0008	0.04	126.2	3.9	124	13	100	210	126.2	3.9	-1.8												
LN-01_Zrn-86	156	117.2	0.7513	0.0603	0.0074	0.1630	0.0210	0.0198	0.0007	0.0058	0.0006	0.07	126.2	4.2	152	18	460	260	126.2	4.2	17.0												
LN-01_Zrn-42	222.1	199.9	0.9000	0.0504	0.0044	0.1410	0.0130	0.0197	0.0006	0.0064	0.0005	-0.16	126.3	4	133.7	11	170	180	126.3	4	5.5												
LN-01_Zrn-15	135	49.6	0.3674	0.0451	0.0058	0.1270	0.0170	0.0198	0.0009	0.0066	0.0009	0.02	126.4	5.8	123	16	-40	250	126.4	5.8	-2.8												
LN-01_Zrn-98	113.5	79.7	0.7022	0.0590	0.0095	0.1590	0.0260	0.0198	0.0007	0.0069	0.0007	0.16	126.5	4.5	147	21	560	300	126.5	4.5	13.9												
LN-01_Zrn-82	75.4	43.1	0.5716	0.0471	0.0085	0.1260	0.0220	0.0198	0.0009	0.0068	0.0010	-0.08	126.6	5.4	125	20	150	310	126.6	5.4	-1.3												
LN-01_Zrn-64	128.4	57.9	0.4509	0.0504	0.0070	0.1390	0.0180	0.0199	0.0008	0.0065	0.0009	-0.13	126.7	5.2	131	16	140	280	126.7	5.2	3.3												
LN-01_Zrn-59	26.3	8.92	0.3392	0.0540	0.0270	0.1700	0.0650	0.0199	0.0014	0.0074	0.0028	0.01	126.9	9	143	54	-20	690	126.9	9	11.3												
LN-01_Zrn-71	265	77	0.2906	0.0490	0.0049	0.1360	0.0140	0.0199	0.0006	0.0060	0.0006	0.00	127.1	3.8	129	12	160	210	127.1	3.8	1.5												
LN-01_Zrn-56	52.5	16.4	0.3124	0.0600	0.0130	0.1640	0.0380	0.0201	0.0010	0.0083	0.0015	0.19	128	6.5	154	35	270	450	128	6.5	16.9												
LN-01_Zrn-60	114.9	40.41	0.3517	0.0492	0.0073	0.1360	0.0190	0.0201	0.0009	0.0055	0.0010	-0.04	128	5.7	128	17	80	280	128	5.7	0.0												
LN-01_Zrn-35	81.9	48.8	0.5958	0.0515	0.0093	0.1400	0.0260	0.0201	0.0008	0.0061	0.0009	0.25	128.2	5.3	134	24	280	340	128.2	5.3	4.3												
LN-01_Zrn-14	53.4	23.99	0.4493	0.0570	0.0140	0.1600	0.0380	0.0201	0.0010	0.0060	0.0012	0.03	128.3	6.5	144	34	220	480	128.3	6.5	10.9												
LN-01_Zrn-24	84.3	32.6	0.3867	0.0547	0.0092	0.1500	0.0250	0.0202	0.0008	0.0066	0.0011	0.13	128.7	5	139	21	190	320	128.7	5	7.4												
LN-01_Zrn-74	125	43.4	0.3472	0.0522	0.0089	0.1390	0.0240	0.0202	0.0008	0.0073	0.0012	-0.25	128.8	5.2	134	21	190	310	128.8	5.2	3.9												
LN-01_Zrn-79	65.4	25.4	0.3884	0.0506	0.0097	0.1490	0.0290	0.0202	0.0009	0.0087	0.0023	0.09	129.1	5.5	138	26	230	380	129.1	5.5	6.4												
LN-01_Zrn-04	259.4	229.3	0.8840	0.0516	0.0050	0.1470	0.0160	0.0204	0.0006	0.0071	0.0005	0.35	130	3.6	138	14	220	200	130	3.6	5.8												
LN-01_Zrn-36	102	58.4	0.5725	0.0479	0.0070	0.1400	0.0220	0.0205	0.0008	0.0077	0.0010	0.00	130.5	4.8	131	19	80	290	130.5	4.8	0.4												
LN-01_Zrn-25	381	206	0.5407	0.0493	0.0041	0.1373	0.0110	0.0205	0.0005	0.0061	0.0005	-0.06	130.8	3.2	130.3	10	150	160	130.8	3.2	-0.4												
LN-01_Zrn-85	81.9	37.8	0.4615	0.0493	0.0085	0.1430	0.0260	0.0205	0.0008	0.0066	0.0010	0.21	131	5.1	133	23	60	300	131	5.1	1.5												
LN-01_Zrn-40	77.1	32.2	0.4176	0.0500	0.0110	0.1440	0.0290	0.0206	0.0011	0.0062	0.0012	-0.19	131.7	7.1	133	26	140	380	131.7	7.1	1.0												
LN-01_Zrn-15	199.4	88.1	0.4418	0.0478	0.0053	0.1370	0.0120	0.0206	0.0007	0.0070	0.0006	-0.09	131.7	4.4	130.2	11	110	200	131.7	4.4	-1.2												
LN-01_Zrn-100	80	23.1	0.2888	0.0630	0.0110	0.1610	0.0280	0.0208	0.0010	0.0099	0.0025	0.00	132.6	6.1	149	24	480	330	132.6	6.1	11.0												
LN-01_Zrn-12	275	129	0.4691	0.0480	0.0049	0.1420	0.0150	0.0208	0.0006	0.0075	0.0007	0.01	132.9	3.7	134	14	60	210	132.9	3.7	0.8												
LN-01_Zrn-80	378	160	0.4233	0.0508	0.0046	0.1420	0.0170	0.0209	0.0007	0.0069	0.0006	-0.17	133.6	4.1	134	15	250	190	133.6	4.1	0.3												
LN-01_Zrn-83	40.5	23.59	0.5825	0.0600	0.0160	0.1590	0.0390	0.0210	0.0012	0.0062	0.0013	-0.14	133.9	7.7	144	33	100	470	133.9	7.7	7.0												
LN-01_Zrn-52	505	65.4	0.1295	0.0519	0.0039	0.1560	0.0120	0.0215	0.0006	0.0136	0.0013	0.08	137.1	3.5	146.4	10	280	160	137.1	3.5	6.4												
LN-01_Zrn-72	200.4	102.9	0.5135	0.0525	0.0054	0.3010	0.0320	0.0415	0.0009	0.0151	0.0012	-0.21	261.9	5.7	271	25	340	210	261.9	5.7	3.4												
LN-01_Zrn-17	286	180	0.6294	0.0578	0.0039	0.4270	0.0310	0.0561	0.0014	0.0185	0.0012	0.10	351.6	8.3	362	22	510	140	351.6	8.3	2.9												
LN-01_Zrn-62	474	533	1.1245	0.0568	0.0033	0.5780	0.0380	0.0735	0.0018	0.0226	0.0015	-0.02	457.3	11	462	24	500	120	457.3	11	1.0												

1: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas usando un circón estandarizado externo como lo indica Paton *et al.*, 2010.2: Las incertidumbres de 2 sigma son propagadas acorde a Paton *et al.*, 2010.Las proporciones $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$, edades y errores son calculados de acuerdo a Petrus y Kamber, 2012.El spot utilizado fue de 24 micrómetros, usando un protocolo analítico modificado de Solari *et al.*, 2010.

Tabla 2. Edades de circon detrítico de la muestra SMA-01.

	Pb ppm		Proporciones Correccións ²										Edades Correccións (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁷ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁷ Th	±2σ	Rho	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±2σ	Best age (Ma)	Disc %			
Coordenadas: 20°53'58.2"N, 100°44'38.6"W																						
SMA-01 Zm-30	91.3	49.6	0.5433	0.0500	0.01	0.1160	0.0240	0.0166	0.0007	0.0060	0.0008	0.0310	106	4.5	109	22	310	340	106	4.5	2.8	
SMA-01 Zm-48	104	45.5	0.4375	0.0590	0.011	0.1370	0.0260	0.0168	0.0008	0.0066	0.0011	0.0839	107.2	5.2	132	22	490	350	107.2	5.2	18.8	
SMA-01 Zm-33	440	499	1.1341	0.0524	0.005	0.1230	0.0140	0.0169	0.0006	0.0053	0.0004	-0.2516	107.9	3.6	117	12	290	170	107.9	3.6	7.8	
SMA-01 Zm-36	362	472	1.3039	0.0530	0.0051	0.1230	0.0140	0.0169	0.0007	0.0049	0.0005	-0.0533	108.2	4.1	117	13	270	190	108.2	4.1	7.5	
SMA-01 Zm-24	219	122	0.5571	0.0569	0.0046	0.1390	0.0130	0.0170	0.0006	0.0057	0.0008	0.4385	108.5	4	131	12	450	170	108.5	4	17.2	
SMA-01 Zm-60	595	740	1.2437	0.0540	0.0052	0.1200	0.0120	0.0171	0.0006	0.0053	0.0004	-0.1313	109.1	3.8	117	11	380	190	109.1	3.8	6.8	
SMA-01 Zm-23	69.8	29.2	0.4183	0.0432	0.0098	0.1050	0.0250	0.0172	0.0010	0.0056	0.0012	0.3590	110.1	6.4	106	24	-220	390	110.1	6.4	-3.9	
SMA-01 Zm-50	134.8	84.9	0.6298	0.0543	0.0071	0.1320	0.0180	0.0172	0.0007	0.0065	0.0009	-0.2099	110.2	4.2	125	16	250	270	110.2	4.2	11.8	
SMA-01 Zm-57	87.7	42.55	0.4852	0.0530	0.011	0.1180	0.0260	0.0173	0.0010	0.0063	0.0010	-0.0159	110.3	6.3	110	23	290	380	110.3	6.3	-0.3	
SMA-01 Zm-66	203.8	103.4	0.5074	0.0526	0.007	0.1400	0.0200	0.0173	0.0006	0.0060	0.0007	0.2707	110.7	4	137	18	220	250	110.7	4	19.2	
SMA-01 Zm-54	483	497	1.0290	0.0509	0.0045	0.1140	0.0110	0.0173	0.0006	0.0055	0.0005	-0.0306	110.8	3.5	109.1	10	200	170	110.8	3.5	-1.6	
SMA-01 Zm-80	353	361	1.0227	0.0512	0.0047	0.1210	0.0130	0.0174	0.0006	0.0056	0.0005	0.0976	111	3.7	115.7	12	240	180	111	3.7	4.1	
SMA-01 Zm-32	163	95.5	0.5859	0.0509	0.0071	0.1200	0.0180	0.0174	0.0007	0.0058	0.0007	0.1192	111.4	4.7	119	16	280	270	111.4	4.7	6.4	
SMA-01 Zm-72	177	114.8	0.6486	0.0602	0.0071	0.1340	0.0170	0.0174	0.0007	0.0062	0.0006	0.0717	111.4	4.7	127	16	550	250	111.4	4.7	12.3	
SMA-01 Zm-67	107.4	61.5	0.5726	0.0512	0.0096	0.1410	0.0250	0.0175	0.0008	0.0053	0.0007	0.2879	111.5	5.3	135	22	170	320	111.5	5.3	17.4	
SMA-01 Zm-74	86.5	44.4	0.5133	0.0590	0.013	0.1340	0.0330	0.0176	0.0009	0.0070	0.0017	-0.2445	112.7	5.8	131	27	390	340	112.7	5.8	14.0	
SMA-01 Zm-58	94.1	44.28	0.4706	0.0559	0.0094	0.1220	0.0230	0.0177	0.0009	0.0063	0.0010	0.2425	112.8	5.7	124	20	320	320	112.8	5.7	9.0	
SMA-01 Zm-43	215	160	0.7442	0.0550	0.0064	0.1480	0.0180	0.0177	0.0007	0.0053	0.0006	-0.0639	113.1	4.3	140	15	380	240	113.1	4.3	19.2	
SMA-01 Zm-49	587	740	1.2606	0.0628	0.0066	0.1410	0.0180	0.0177	0.0006	0.0058	0.0005	0.3892	113.1	4	135	17	640	200	113.1	4	16.2	
SMA-01 Zm-44	92.7	42.8	0.4617	0.0614	0.011	0.1480	0.0260	0.0178	0.0009	0.0072	0.0012	0.0345	113.8	6	139	23	740	300	113.8	6	18.1	
SMA-01 Zm-45	284	189.2	0.6662	0.0459	0.0051	0.1140	0.0140	0.0178	0.0006	0.0056	0.0006	0.1395	113.9	3.8	109	13	-10	200	113.9	3.8	-4.5	
SMA-01 Zm-04	80.3	36.9	0.4595	0.0520	0.015	0.1440	0.0420	0.0178	0.0010	0.0056	0.0017	-0.3113	114	6.2	133	36	230	400	114	6.2	14.3	
SMA-01 Zm-39	741	795	1.0729	0.0492	0.0036	0.1227	0.0110	0.0179	0.0006	0.0053	0.0004	0.1389	114.5	3.9	117.1	9.9	150	150	114.5	3.9	2.2	
SMA-01 Zm-18	91.1	56.4	0.6191	0.0550	0.0091	0.1330	0.0210	0.0180	0.0009	0.0067	0.0009	-0.0918	114.7	5.6	129	19	460	310	114.7	5.6	11.1	
SMA-01 Zm-51	465.1	194.9	0.9190	0.0604	0.0043	0.1464	0.0120	0.0180	0.0006	0.0072	0.0006	-0.2259	114.8	3.8	138.5	11	590	150	114.8	3.8	17.1	
SMA-01 Zm-22	243.3	197.7	0.8126	0.0549	0.0066	0.1330	0.0160	0.0180	0.0007	0.0059	0.0006	0.1919	114.9	4.3	125	15	290	220	114.9	4.3	8.1	
SMA-01 Zm-20	630	722	1.1460	0.0500	0.0033	0.1191	0.0098	0.0181	0.0006	0.0055	0.0004	-0.0685	115.4	3.7	115.1	8.9	190	130	115.4	3.7	-0.3	
SMA-01 Zm-08	112.2	45.8	0.4082	0.0510	0.0085	0.1390	0.0250	0.0181	0.0008	0.0069	0.0012	0.0213	115.5	5.1	130	23	390	270	115.5	5.1	11.2	
SMA-01 Zm-25	55.7	23.52	0.4223	0.0540	0.014	0.1380	0.0340	0.0181	0.0010	0.0071	0.0014	-0.1564	115.5	6.6	127	30	230	440	115.5	6.6	9.1	
SMA-01 Zm-01	89.6	47.6	0.5313	0.0490	0.0092	0.1270	0.0270	0.0182	0.0010	0.0065	0.0010	-0.0674	116.2	6.2	119	23	80	340	116.2	6.2	2.4	
SMA-01 Zm-79	433	430	0.9931	0.0509	0.0087	0.1270	0.0230	0.0182	0.0007	0.0061	0.0006	-0.0610	116.5	4.6	121	20	230	240	116.5	4.6	3.7	
SMA-01 Zm-81	408	270	0.6618	0.0487	0.0046	0.1240	0.0130	0.0183	0.0006	0.0062	0.0005	0.1414	116.6	3.7	118	12	120	190	116.6	3.7	1.2	
SMA-01 Zm-21	85.8	23.5	0.2739	0.0477	0.0094	0.1270	0.0270	0.0183	0.0008	0.0046	0.0011	0.0775	116.7	5.3	118	23	130	330	116.7	5.3	1.1	
SMA-01 Zm-43	286.6	113.9	0.9374	0.0481	0.0051	0.1190	0.0140	0.0183	0.0007	0.0058	0.0006	0.0825	116.8	4.2	114	13	50	210	116.8	4.2	-2.5	
SMA-01 Zm-59	95.8	48.7	0.5084	0.0554	0.0096	0.1320	0.0240	0.0184	0.0009	0.0063	0.0010	0.2084	117.4	5.5	127	21	390	330	117.4	5.5	7.6	
SMA-01 Zm-16	396	312	0.7879	0.0574	0.0064	0.1380	0.0190	0.0185	0.0010	0.0059	0.0008	0.3349	117.9	6.2	130	17	420	200	117.9	6.2	9.3	
SMA-01 Zm-04	170.1	109.9	0.6461	0.0527	0.008	0.1320	0.0200	0.0185	0.0007	0.0058	0.0006	-0.0736	118	4.5	124	18	260	280	118	4.5	4.8	
SMA-01 Zm-37	483	629	1.3023	0.0588	0.0051	0.1580	0.0150	0.0188	0.0006	0.0063	0.0005	-0.0324	119.7	3.9	148.8	13	540	160	119.7	3.9	19.6	
SMA-01 Zm-21	345	301	0.8725	0.0503	0.0053	0.1360	0.0160	0.0188	0.0007	0.0072	0.0006	0.0875	119.8	4.4	129	14	180	210	119.8	4.4	7.1	
SMA-01 Zm-28	119.3	45.87	0.3845	0.0492	0.0086	0.1350	0.0250	0.0189	0.0008	0.0066	0.0009	-0.1909	120.6	5.3	126	22	250	320	120.6	5.3	4.3	
SMA-01 Zm-15	1501	1716	1.1432	0.0505	0.0023	0.1219	0.0081	0.0189	0.0005	0.0056	0.0004	-0.1244	120.8	3.4	116.7	7.4	213	100	120.8	3.4	-3.5	
SMA-01 Zm-68	104	51.1	0.4913	0.0469	0.0072	0.1330	0.0220	0.0189	0.0009	0.0059	0.0009	0.1450	121	5.9	125	20	-60	290	121	5.9	3.2	
SMA-01 Zm-75	127	88.5	0.6969	0.0519	0.0082	0.1450	0.0220	0.0224	0.0009	0.0096	0.0020	-0.3528	125.4	7.4	148	36	470	430	125.4	7.4	15.3	
SMA-01 Zm-05	74.4	36.6	0.4919	0.0510	0.0088	0.1620	0.0280	0.0198	0.0010	0.0077	0.0010	-0.0373	126.4	6.5	149	24	170	320	126.4	6.5	15.2	
SMA-01 Zm-55	336	111.4	0.3315	0.0498	0.0043	0.1330	0.0140	0.0203	0.0007	0.0067	0.0009	0.0589	129.5	4.2	126	12	190	180	129.5	4.2	-2.8	
SMA-01 Zm-38	66.4	40.8	0.6145	0.0570	0.012	0.1620	0.0360	0.0215	0.0011	0.0070	0.0013	-0.2223	137.3	7.2	160	28	490	340	137.3	7.2	14.2	
SMA-01 Zm-85	189	124.8	0.6603	0.0451	0.0051	0.1420	0.0180	0.0218	0.0008	0.												